



João Carlos Pimenta Freire Martins Correia

Licenciado em Engenharia Geológica

**Palinologia, palinofácies e maturação orgânica
dos sedimentos da Bacia de Moatize–Minjova,
Karoo Inferior, Moçambique**

Dissertação para obtenção do Grau de Mestre em
Engenharia Geológica (Georrecursos)

Orientador: Doutora Lígia Nunes de Sousa Pereira de Castro,
Professora Auxiliar, FCT/UNL

Co-orientador: Doutor Paulo Manuel Carvalho Fernandes,
Professor Auxiliar, FCT/UAlg



FACULDADE DE
CIÊNCIAS E TECNOLOGIA
UNIVERSIDADE NOVA DE LISBOA

Novembro 2016

**Palinologia, palinofácies e maturação orgânica dos sedimentos da Bacia de Moatize
– Minjova, Karoo Inferior, Moçambique**

Copyright © João Carlos Pimenta Freire Martins Correia, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade Nova de Lisboa.

A Faculdade de Ciências e Tecnologia e a Universidade Nova de Lisboa têm o direito, perpétuo e sem limites geográficos, de arquivar e publicar esta dissertação através de exemplares impressos reproduzidos em papel ou de forma digital, ou por qualquer outro meio conhecido ou que venha a ser inventado, e de a divulgar através de repositórios científicos e de admitir a sua cópia e distribuição com objetivos educacionais ou de investigação, não comerciais, desde que seja dado crédito ao autor e editor.

Pedras no caminho?

Guardo todas, um dia vou construir um castelo.

Fernando Pessoa

Agradecimentos

Muitas foram as pessoas que me marcaram ao longo deste caminho. Percorrendo comigo todo o tipo de experiências, transmitiram-me a força e a motivação necessárias para concluir uma etapa tão importante na minha vida. Cada uma marcou-me particularmente, não podendo assim deixar de expressar em poucas palavras (seriam sempre poucas!) a gratidão que sinto.

Gostaria de agradecer à Professora Doutora Lúcia Castro, orientadora deste trabalho, por me ter dado a oportunidade de escolher um tema de dissertação tão aliciante, cativante e desafiador e por me ter posto em contacto com um grupo de investigação muito dinâmico e multidisciplinar.

Ao Professor Doutor Paulo Fernandes, meu coorientador, um muito obrigado pelo modo caloroso como me recebeu quando me desloquei à Universidade do Algarve. A sua disponibilidade, conhecimento, visão crítica e estímulo foram determinantes nas diferentes etapas que o trabalho exigiu.

À Doutora Zélia Pereira, um agradecimento muito especial por me ter recebido sempre de braços abertos quando me desloquei ao Laboratório Nacional de Energia e Geologia. O seu conhecimento, a sua disponibilidade e a atitude de abertura e constante pesquisa face ao conhecimento disponível, que me transmitiu, são marcantes na minha formação.

À *ETA STAR Moçambique, S.A. e Gondwana Empreendimentos e Consultorias, Limitada*, pela disponibilização dos dados, fundamentais para o desenvolvimento deste trabalho.

Aos Professores Doutores José Carlos Kullberg e José António Almeida, o meu profundo agradecimento pela amabilidade e força que me deram nos momentos mais difíceis. Sem o vosso estímulo e apoio institucional a concretização deste trabalho não seria possível.

Ao meu primo, Professor Doutor António Freire Mourão, pela presença constante nos momentos mais difíceis deste trabalho e pelas conversas profundas e sábias que me estimularam a prosseguir.

À minha família, pelo apoio, confiança e amor que me sempre transmitiram e por serem as pessoas magníficas que são. À minha irmã, pelas palavras de incentivo, pelo teu amor e carinho sempre demonstrados e pelos momentos de descontração que tivemos juntos. Ao meu pai, pela preocupação constante, dando-me sempre força e valiosos conselhos. Ao meu primo Pedro, pelo teu conhecimento e experiência que tanto valorizo e tento aprender e por estares sempre presente mesmo quando estás a quilómetros de distância. À minha mãe, meu anjo da guarda, por seres um exemplo de uma pessoa trabalhadora, esforçada, empenhada e resiliente. Obrigado por me teres apoiado nas horas difíceis, por teres sorrido e festejado comigo nas horas de conquista e, acima de tudo, agradeço-te por nunca teres duvidado das minhas capacidades.

À Inês, por teres entrado na minha vida. O teu amor, carinho, atenção, assim como os teus conselhos, o teu companheirismo e o teu acreditar foram, são e serão os meus alicerces. Obrigado por teres viajado comigo de mão dada ao longo destes anos.

A todos os meus amigos, pelo companheirismo e pela amizade recebidas. Ao Mário, ao Gonçalo, à Inês, ao Duarte, ao Diogo, ao Miguel e ao Joel pela boa disposição e pelos momentos bem passados na Faculdade. Guardarei todas as brincadeiras, piadas e alegrias que me propiciaram ao longo do meu percurso académico. À Ana Isabel, pela amizade de longa data e por ter sido companheira de estudo durante o desenvolvimento da tese. São momentos como os que passámos no Espassus a trabalhar nas nossas teses que não irei esquecer. Ao João, à Francisca, ao Duda, à Mafalda, à Rita, ao Luís, ao Dani, à Marta, ao Ryan e ao Arteiro pela amizade fortalecida ao longo destes anos e por saber que posso contar sempre convosco. As nossas conversas, em tom de desabafo e, por vezes, de paródia total, permitiram-me vivenciar bons momentos de descontração que foram fundamentais à medida que ia desenvolvendo a dissertação.

Ao Roberto, à Cláudia e ao Miguel, meus amigos e colegas de trabalho. Jamais esquecerei as vossas palavras de amizade e os momentos de confraternização passados.

Ao Dominó e ao Riscas, pelas intermináveis brincadeiras, horas passadas em conjunto e pelo dom que têm de roubar um sorriso mesmo quando ele se recusa revelar-se.

Resumo

A Bacia de Moatize-Minjova localiza-se na província de Tete, região centro-oeste de Moçambique. Pertence ao Supergrupo do Karoo, unidade geológica formada por rochas sedimentares e ígneas, com grande potencial económico devido às suas reservas de carvão. Este estudo visa contribuir para ampliar e aprofundar o conhecimento acerca da palinostratigrafia e do potencial gerador de hidrocarbonetos dos sedimentos desta bacia. Foram analisadas 15 amostras da sondagem ETA-75 (111,42m de profundidade) de sedimentos do Karoo Inferior. Com vista a proceder à datação dos sedimentos, interpretação paleoambiental e estudo da maturação térmica, foram realizadas análises palinológicas e utilizadas técnicas óticas (poder refletor da vitrinite, fluorescência e cor dos palinomorfos).

A interpretação palinológica indica que os sedimentos são datados do Lopingiano (Pérmico) e o ambiente de sedimentação será do tipo fluvio-deltáico. Os valores do poder refletor da vitrinite (1,15-1,39 %Rm), da fluorescência e cor dos palinomorfos (laranja escuro e 3+, respetivamente) sugerem que os sedimentos se encontram no rank dos carvões betuminosos com médio a baixo valor de volatilidade e numa posição de fronteira entre o final da janela do petróleo e o início da zona de gás húmido. Estes resultados estão em consonância com os de outros estudos recentes realizados na mesma bacia.

Palavras-chave: Palinostratigrafia, Palinofácies, Maturação térmica, Karoo, Bacia de Moatize-Minjova, Moçambique

Abstract

The Moatize-Minjova Basin, located in the province of Tete of central-west Mozambique, belongs to the Karoo Supergroup which is a geological unit formed by sedimentary and igneous rocks. Due to the fact that this region has a great economical potential because of its coal deposits, this study aim contribute and enlarge the knowledge of some characteristics of this basin, such as hydrocarbon generation potential and palynostratigraphy.

In this dissertation were studied 15 samples from the borehole ETA-75 (111,42m depth) that intersect the rocks of the Lower Karoo. In order to dating the sediments, to intepret the paleo environment and to study the thermal maturation, palynological analysis and optical tools (vitrinite reflectance and palynomorphs fluorescence/colour) were used.

Palynological interpretation indicates a Lopigian (Permian) age and a fluvial-deltaic environment. The vitrinite reflectance values (between 1,15-1,39%Rm) and the results from the fluorescence and colour of the palynomorphs (dark orange and 3+, respectively) suggest that the sediments, in terms of coal rank, are bituminous coals with low to medium volatiles and, in terms of hydrocarbon generation potential, are in the boundary between the end of oil-window and the beginning of wet gas. These results are consistent with the results of other studies which were conducted in this basin.

Key-words: Palynostratigraphy, Palynofacies, Thermal Maturation, Karoo, Moatize-Minjova Basin, Mozambique

ÍNDICE DE MATÉRIAS

Índice de Figuras.....	XIII
Índice de Tabelas e Gráficos	XV
Siglas e abreviaturas adotadas	XVII
1. Introdução	1
1.1 Enquadramento e objetivo do estudo	1
1.2 Organização do trabalho	2
2. Enquadramento da Bacia de Moatize-Minjova	5
2.1 . Enquadramento Geográfico	5
2.2 Enquadramento Geológico Geral.....	6
2.3 Formação das Bacias do Karoo.....	8
2.4. Formação da Bacia Carbonífera de Moatize-Minjova	15
3. Materiais e métodos	21
3.1 Sondagem ETA-75	21
3.2 Procedimentos laboratoriais.....	24
3.2.1 Preparação e observação de amostras para estudos palinológicos	24
3.2.2 Preparação e observação de amostras para estudo dos palinofácies e da maturação orgânica – fluorescência e cor dos palinomorfos	29
3.2.3 Preparação e observação de amostras do poder reflector da vitrinite	30
3.3 Microscópio	32
3.3.1 Estudo palinológico e dos palinofácies.....	32
3.3.2 Estudo da maturação orgânica.....	33
4. Palinoestratigrafia	35
4.1 Introdução	35
4.2 Palinomorfos	37
4.2.1 Esporos.....	38
4.2.2 Pólenes	45
4.2.3 Algas Verdes	52
4.3 Sistemática e Taxonomia	54
4.4 Análise do material palinológico e interpretação dos resultados.....	64
4.4.1 Análise quantitativa dos grupos supragenéricos	64
4.4.2 Análise, por amostra, dos grupos supragenéricos	66
4.4.3 Análise dos grupos supragenéricos ao longo da sondagem	72
4.4.4 Produtividade das unidades litológicas	75
4.5 Bioestratigrafia e Paleogeografia	77
5. Palinofácies.....	83
5.1 Introdução	83
5.2 Fatores que influenciam a produção e preservação da MO	83
5.3 Classificação e condições de deposição dos componentes de MO ao longo do tempo	85
5.3.1 Grupo Fitoclastos.....	86
5.3.2 Grupo Palinomorfos	89

5.3.3 Grupo MOA	90
5.4 Apresentação e análise dos resultados dos grupos da MO da sondagem ETA-75	91
5.5 Interpretação Paleoambiental.....	93
6. História Térmica	95
6.1 Maturação da MO	95
6.2 Técnicas de caracterização do grau de maturação da MO.....	96
6.2.1 Poder Refletor da Vitrinite	97
6.2.2 Fluorescência dos palinomorfos.....	102
6.2.3 Cor dos palinomorfos	103
6.3 Análise e Interpretação dos dados da ETA-75.....	105
7. Considerações Finais.....	109
8. Referências Bibliográficas.....	113
9. Webgrafia	118
Anexo I: Estampas ilustrativas de palinofácies	119
Anexo II: Estampas ilustrativas de palinomorfos.....	131

Índice de Figuras

Fig. 2.1 – Mapa dos países localizados na África Austral (<i>Google Earth</i> , 4 de Setembro de 2016)	5
Fig. 2.2 – Localização geográfica da Província de Tete, Moçambique (Portal do Governo da Província Tete, 2008, http://www.tete.gov.mz/img/tete.gif/view , consultado em 28 de agosto de 2016)	6
Fig. 2.3 - Orogenias, datadas do Neoproterozóico, ao longo do Supercontinente do Gondwana (grafismo a vermelho), das quais se pode destacar o cinturão de Moçambique (MB) e o cinturão do Zambeze (ZB) (Costa, 2015, adaptado de Kusky <i>et al.</i> , 2003)	8
Fig. 2.4 – Distribuição geográfica das bacias do Karoo ao longo da África Austral (Catuneanu <i>et al.</i> , 2005, adaptado de Johnson <i>et al.</i> , 1996 e outros)	9
Fig. 2.5 – Comportamento climático global ao longo de diferentes idades geológicas. (Scotese <i>et al.</i> , 1999, adaptado de Frakes <i>et al.</i> , 1992)	11
Fig. 2.6 - Percurso aparente do Polo Sul no Gondwana desde o Pré-Câmbrico Superior até ao Cretácico Inferior (Scotese <i>et al.</i> , 1999)	13
Fig. 2.7 – Bacias sedimentares de Moçambique relativas à fragmentação do Gondwana e localização das sub-bacias sedimentares do vale do rio Zambeze: A-Bacia Chicôa-Mecúcoè; B-Bacia Sanângoè-Mefidézi e C-Bacia de Moatize-Minjova (Costa, 2015, adaptado de Fernandes <i>et al.</i> , 2014a; 2014b; Fernandes <i>et al.</i> , 2015)	16
Fig. 3.1 – A- Mapa da geologia geral da Bacia Carbonífera de Moatize-Minjova na região de Tete. B- Localização da sondagem ETA-75, material de estudo neste trabalho, e de outras sondagens já realizadas (Adaptado de Fernandes <i>et al.</i> , 2015)	21
Fig. 3.2 – Posição da sondagem ETA-75 relativamente à ETA-72 e ETA-65. (<i>GoogleEarth</i> , data das imagens: 19/06/2014).....	22
Fig. 3.3 – Sondagem ETA-75 e respetiva amostragem. A nomenclatura das amostras apresenta um “M” seguido de um número, que varia entre 21 e 35.....	23
Fig. 3.4 – Procedimento laboratorial para o estudo de palinóforos (Adaptado de Lopes, 2013)	25
Fig. 3.5 – Fracionamento físico da amostra.....	26
Fig. 3.6 – Ácido fluorídrico (48%) utilizado na desmineralização das amostras.....	27
Fig. 3.7 – <i>Hotte</i> com os frascos com a preparação do material palinológico para posterior decantação.....	27
Fig.3.8 – Oxidação das amostras que se encontravam com um estado de incarbonização elevado.....	29
Fig. 3.9 – Crivo, com malha de 20 µm, utilizado nas filtrações das etapas de desmineralização e oxidação do material palinológico.....	29
Fig. 3.10 – Frascos contendo o resíduo palinológico das amostras da sondagem ETA-75.....	30
Fig. 3.11 – Lubrificante seco (Politetrafluoretileno – PTFE) utilizado na preparação das amostras do poder refletor da vitrinite.....	31
Fig. 3.12 – Resina <i>Entellan</i> aplicada nas lamelas para estudo do poder refletor da vitrinite.....	31
Fig. 3.13 – Lixas de <i>Buehler</i> utilizadas na primeira fase de lixamento das lâminas.....	31
Fig. 3.14 – Pó de alumina com as diferentes frações utilizadas: 1µm, 0,3µm e 0,05µm.....	31
Fig.3.15 – Processo de polimento com o pó de alumina auxiliado pela “mesa” de cartão e pelo tapete inserido numa tampa de garrafa.....	32
Fig. 3.16 - Exemplo de um padrão de calibração (5.37%) utilizado para a %Rm.....	34

Fig. 4.1 – Variação do tamanho dos esporos, pólenes e fungos em comparação com outras partículas de pequenas dimensões (Traverse, 2007)	37
Fig. 4.2 – Representação esquemática da evolução do reino vegetal, das Talófitas (algas verdes) às plantas terrestres, designadamente as Briófitas, Pteridófitas e Angiospérmicas (Anthophyta), representando estas últimas o culminar da adaptação ao meio terrestre (Costa, 2015 adaptado de Verlag, 1974)	39
Fig. 4.3 – Ciclo de vida das briófitas e suas características morfológicas (adaptado de Playford & Dettmann, 1996)	40
Fig. 4.4. – Formas de associação de esporos na tétrada (Castro, 2006 adaptado de Traverse, 1988).....	41
Fig. 4.5 – Ciclo de vida das pteridófitas (Costa, 2015, adaptado de Playford & Dettmann, 1996).....	42
Fig. 4.6 – Morfologia e terminologia básica utilizada para os esporos trilete (Lopes, 2014, adaptado de Armstrong & Brasier, 2005)	43
Fig. 4.7 – Diagrama esquemático das possíveis ornamentações das paredes dos esporos (A-Laevigado; B-Rugoso; C-Pontuado; D-Fóveolado; E-Vermiculado; F-Granulado; G-Verrucado; H-Pilado; I-Columelado; J-Conado; K-Espinhado; L-Cristado; M-Enrugado; N-Reticulado; O-Cicatrizado; P-Canaliculado) (adaptado de Playford & Dettmann, 1996)	44
Fig. 4.8 - Prováveis linhas evolutivas da maioria dos tipos morfológicos de esporos e pólenes (Traverse, 2007).....	46
Fig. 4.9 – Ciclo de vida das gimnospérmicas. 1 – Grão de pólen; 2 – Tubo polínico; 3 – Oosfera; 4 – Cones masculinos; 5 – Óvulo (Costa, 2015, adaptado de Jarzen & Nichols, 1996)	48
Fig. 4.10 – Ciclo de vida das angiospérmicas. 1 – Grão de pólen; 2 – Tubo polínico; 3 – Oosfera; 4 – Pétala; 5 – Estame; 6 -Estigma;7 - Óvulo (Costa, 2015 adaptado de Jarzen & Nichols, 1996).....	49
Fig. 4.11 - Representação simplificada da escultura e da estrutura da exina dos pólenes das angiospérmicas (A-Liso; B-Rugoso; C-Verrucado; D-Espinhado; E-Enrugado; F-Fossado; G-Reticulado; H-Columelado; I-Claviforme; J-Fóveolado; L-Elementos suprategmiais) (Costa, 2015, adaptado de Jarzen & Nichols in Jansonius & Mcgregor, 1996)	50
Fig. 4.12 – Representação esquemática das principais características morfológicas de um grão de pólen em vista polar e equatorial (Castro, 2006, adaptado de Traverse, 1988)	50
Fig. 4.13 – Distribuição estratigráfica das algas verdes ao longo do Paleozoico (Colbath & Grenfell, 1995)	53
Fig. 4.14 – Log e respetiva legenda da unidade litológica dos conglomerados, intersetada pela sondagem ETA 75, com as respetivas amostras palinológicas positivas (a verde) e negativas (a vermelho)	66
Fig. 4.15 – Log e respetiva legenda da unidade litológica dos argilitos e siltitos, intersetada pela sondagem ETA 75, com as respetivas amostras palinológicas positivas.....	68
Fig. 4.16 – Log e respetiva legenda da unidade litológica dos arenitos e argilitos, intersetada pela sondagem ETA 75, com as respetivas amostras palinológicas positivas.....	70
Fig. 4.17 – Representação gráfica das flutuações das abundâncias dos diferentes grupos supragenéricos ao longo da sondagem ETA 75.....	73
Fig. 4.18 – Idade proposta para o material palinológico em estudo através das correlações palinoestratigráficas entre as biozonas de diferentes bacias do Karoo apresentadas	82
Fig. 5.1 – Perfil de palinofácies, tendo em conta as abundâncias relativas de cada grupo ou subgrupo, ao longo da sondagem ETA-75.....	93
Fig. 6.1 – Representação das correlações entre vários parâmetros de avaliação da maturação orgânica (Costa, 2015 adaptado de Fernandes, 2000)	100
Fig. 6.2 - Philips Petroleum Colour Standard versão nº2, 1984 (Fernandes, 2000)	104
Fig. 6.3 – Fluorescência de um esporo observado na amostra M-25.....	108
Fig. 6.4 – Fluorescência de um palinomorfo observado na amostra M-30.....	108

Índice de Tabelas e Gráficos

Tabela 2.1 – Domínios tectónico-magmático-estruturais ocorridos em África a partir do Neoproterozóico (Adaptado de GTK Consortium, 2006)	7
Tabela 4.1 – Comparação entre espécies descritas e estimadas dos vários grupos de plantas (Adaptado de Jarzen & Nichols, 1996)	46
Gráfico 4.1 – Abundância relativa dos diferentes grupos supragenéricos das amostras da unidade litológica dos conglomerados.....	67
Gráfico 4.2 – Abundância relativa dos diferentes grupos supragenéricos das amostras da unidade litológica dos argilitos carbonosos e siltitos.....	69
Gráfico 4.3 – Abundância relativa dos diferentes grupos supragenéricos das amostras da unidade litológica dos arenitos e argilitos.....	70
Tabela 4.2 – Nº de palinórfos classificados por amostra na unidade litológica dos conglomerados.....	75
Tabela 4.3 – Nº de palinórfos classificados por amostra na unidade litológica dos argilitos carbonosos e siltitos da Formação de Moatize.....	76
Tabela 4.4 – Nº de palinórfos classificados por amostra na unidade litológica dos arenitos e argilitos da Formação de Moatize.....	76
Tabela 4.5 – Géneros e/ou espécies de esporos e algas classificados referentes aos sedimentos da sondagem ETA 75 e suas abundâncias relativas. (R – Raro ($\leq 1,5\%$), C – Comum ($1,5\% < C \leq 10\%$) e A – Abundante ($\geq 10\%$).....	77
Tabela 4.6 – Géneros e/ou espécies de pólenes classificados referentes aos sedimentos da sondagem ETA 75 e suas abundâncias relativas. (R – Raro ($\leq 1,5\%$), C – Comum ($1,5\% < C \leq 10\%$) e A – Abundante ($\geq 10\%$).....	78
Tabela 5.1 – Classificação do grupo dos fitoclastos (adaptado de Mendonça Filho <i>et al.</i> 2012).....	87
Tabela 5.2 – Classificação do grupo dos palinórfos (adaptado de Mendonça Filho <i>et al.</i> 2012).....	89
Tabela 5.3 – Classificação do grupo da MOA (adaptado de Mendonça Filho <i>et al.</i> 2012)	90
Tabela 5.4 - Frequências relativas dos grupos principais do total da MO: Fitoclastos (Fit.), Matéria Orgânica Amorfa (MOA), Palinórfos (Palino) e Betume; dos subgrupos: Fitoclastos opacos (FO), Fitoclastos não-opacos (FNO), Esporos (Esp) e Pólenes (Pól)); e proporção relativa FO/FNO, nas amostras da sondagem ETA-75.....	91
Tabela 5.5 – Relação entre os rácios de alguns dos subgrupos da MO e os paleoambientes continentais.....	94
Tabela 6.1 – Principais grupos de macerais e seus componentes (adaptado de ICCP, 1995, 1997 <i>in</i> Taylor <i>et al.</i> 1998)	98
Gráfico 6.1 – Histograma com os valores de refletância da vitrinite na amostra M-22.....	105
Gráfico 6.2 – Histograma com os valores de refletância da vitrinite na amostra M-25.....	106
Gráfico 6.3 – Histograma com os valores de refletância da vitrinite na amostra M-30.....	106
Tabela 6.2 – Valores da refletância da vitrinite e respetivos desvios-padrão das amostras estudadas.....	107

Siglas e abreviaturas adotadas

ca. – Aproximadamente

Esp – Esporos

Fit – Fitoclastos

FNO – Fitoclastos não-opacos

FO – Fitoclastos opacos

HCl – Ácido clorídrico

HEC – hidroxietilcelulose

HF – Ácido fluorídrico

HNO₃ - Ácido nítrico

ICCP - International Committee for Coal and Organic Petrology

Indet – Indeterminados

Ma – Milhões de anos

MO – Matéria orgânica

MOA - Matéria orgânica amorfa

Palino – Palinofácies

Pol – Pólenes

PTFE - Politetrafluoretileno

REA - Rift Este Africano

%Rm – Poder refletor médio da vitrinite

SGK - Supergrupo do Karoo

TAI - Índice de Alteração Térmica

T(°C) - valor de paleotemperatura máxima atingida pela rocha

σ - Desvio-padrão

1. Introdução

1.1 Enquadramento e objetivo do estudo

O presente estudo foi realizado a partir de material litológico obtido através da sondagem ETA-75 na Bacia de Moatize-Minjova, em Moçambique. Trata-se de uma bacia sedimentar com intrusões ígneas, de grande interesse geológico e económico, sobretudo devido aos depósitos de carvão.

A sucessão estratigráfica de Moatize-Minjova pertence ao Supergrupo do Karoo (GTK Consortium, 2006), o qual se divide em dois Grupos, Karoo Inferior e Karoo Superior. Os sedimentos da bacia de Moatize-Minjova inserem-se, na sua maior parte, no Karoo Inferior (Fernandes *et al.*, 2014b; Lopes *et al.*, 2014; Pereira *et al.*, 2014). Na bacia de Moatize-Minjova são conhecidas seis camadas principais de carvão, que consistem em intercalações de argilitos carbonosos com camadas de carvão de espessura variável (Fernandes *et al.*, 2015).

Na Bacia Principal do Karoo na África do Sul, assim como nas restantes bacias do Karoo a norte da mesma, registou-se uma mudança inicial, progressiva, de condições glaciares a temperadas frias, seguida de temperadas húmidas a quentes e, por último, de semiáridas a quentes e áridas (Johnson *et al.*, 1996).

A história deposicional desta bacia reflete-se na sobreposição de um conjunto de formações que se iniciam com a Formação de Vúzi, sobre a qual assenta a Formação de Moatize, seguida da Formação de Matinde e termina na Formação de Cádzi (Fernandes *et al.*, 2015; Pereira *et al.*, 2016; Costa, 2015).

A Formação de Vúzi, que assenta em discordância com o soco cristalino do Proterozoico, é constituída por diamictitos (tilitos) intercalados com camadas de arenitos grosseiros e siltito-argilitos finos, sendo informalmente conhecida por Série Tilítica (Fernandes *et al.*, 2015; Pereira *et al.*, 2016). A datação da Formação de Vúzi, através da correlação litológica desta unidade com o topo do Grupo Dwyka da Bacia Principal do Karoo da África do Sul, situa esta Formação no Carbonífero Superior-Cisuraliano (GTK Consortium, 2006). Contudo, recentes datações palinológicas, com vista à exploração de carvão (sondagens ETA 65 e ETA 72), indicam para o topo da Formação de Vúzi uma idade compreendida entre Kunguriano-Roadiano (Cisuraliano-Guadalupeano) (Pereira *et al.*, 2014; Lopes *et al.*, 2014).

A Formação de Moatize consiste em intercalações de camadas de argilitos carbonosos, arenitos, siltitos e carvão. Os depósitos sedimentares foram depositados em ambientes de sedimentação fluviais e lacustres e sob condições climáticas temperadas e húmidas (Mugabe, 1999, *in* Fernandes *et al.*, 2015). Esta unidade, correlacionável com o Grupo do Ecca Médio-Superior da Principal Bacia do Karoo da África do Sul, é datada do Cisuraliano-Guadalupeano, segundo estudos baseados em datações de microfósseis de plantas e a de palinomorfos das camadas superiores (Daber, 1984, *in* Pereira *et al.*, 2016).

A Formação de Matinde consiste em intercalações de arenitos, conglomerados, argilitos e, por vezes, camadas de carvão na parte inferior (GTK Consortium, 2006). Os sedimentos desta unidade foram depositados em ambiente fluvial, tendo-se registado uma mudança de condições climáticas de temperadas e húmidas a quentes e áridas (Pereira *et al.*, 2016). Datações palinológicas recentes indicam que a idade da Formação de Matinde aparenta ser mais recente (limite Pérmico-Triásico) do que a idade Guadalupiano-Lopingiano, registada somente através da correlação litológica. Para a Formação de Cádzi, correlações estratigráficas com a Principal Bacia do Karoo, situam-na entre o Lopingiano-Triásico Inferior. Novos dados palinológicos indicam uma idade mais recente, entre o Triásico Médio-Superior, para estes sedimentos (Pereira *et al.*, 2016).

Com este estudo pretende-se contribuir para o conhecimento sobre a geologia desta bacia carbonífera, com especial incidência no que respeita ao estudo da sucessão estratigráfica. Paralelamente, visa dar contributos para a avaliação do potencial gerador de hidrocarbonetos dos sedimentos intersetados pela sondagem ETA-75, assim como interpretar os paleoambientes a que os sedimentos estiveram sujeitos. Assim, o estudo orienta-se para responder às seguintes questões de investigação:

- Em que período da história geológica se situam os sedimentos intersetados pela sondagem ETA-75?
- Qual o posicionamento estratigráfico destes sedimentos na Bacia de Moatize-Minjova?
- Em que tipo de paleoambientes se registou a deposição dos sedimentos intersetados pela sondagem ETA-75?
- Qual o grau de maturação da matéria orgânica presente nos sedimentos?

Para se atingirem os objetivos traçados e responder às questões de investigação, foi desenvolvido um trabalho de pesquisa empírica, com recurso a uma combinação de métodos e abordagens teóricas. Estudaram-se 15 amostras da sondagem ETA-75, realizada na província de Tete, Moçambique. Assim, na pesquisa palinológica, o método e as técnicas de observação e classificação dos palinomorfos permitiram proceder à datação dos sedimentos. O estudo dos palinofácies levou à caracterização dos paleoambientes a que os sedimentos estariam associados aquando da sua deposição. O estudo da maturação orgânica, nomeadamente no cruzamento dos resultados das técnicas refletância da vitrinite, fluorescência e cor dos palinomorfos, permitiu estabelecer interpretações acerca do nível de incarbonização da Matéria Orgânica (MO) e inferir sobre o potencial gerador de hidrocarbonetos dos sedimentos.

1.2 Organização do trabalho

O trabalho está organizado em oito capítulos, o primeiro dos quais é a presente Introdução. Segue-se o capítulo intitulado *Enquadramento da Bacia de Moatize-Minjova*, onde é apresentada a região geográfica onde se situa esta bacia e feita uma caracterização geológica das bacias do Karoo,

considerando as suas litologias e dinâmicas geológicas associadas. O capítulo é completado com a descrição da formação da bacia carbonífera de Moatize-Minjova. No capítulo denominado *Materiais e métodos* começa por apresentar-se a sondagem ETA-75, que foi a base do trabalho de pesquisa realizado. São ainda apresentados e justificados os procedimentos laboratoriais de preparação, de observação e análise das amostras estudadas. Os capítulos seguintes seguem uma estrutura idêntica, em que depois de uma introdução teórica de cada uma das abordagens é feita a apresentação e interpretação dos resultados obtidos na pesquisa laboratorial. Assim, o capítulo da *Palinoestratigrafia* inicia-se com uma abordagem ao quadro teórico que permite as interpretações dos registos palinológicos, segue-se a sistemática e taxonomia dos palinomorfos observados, as análises qualitativas e quantitativas dos grupos supragenéricos, o estudo da produtividade das unidades litológicas, para finalmente se estabelecerem interpretações acerca da bioestratigrafia e paleogeografia dos sedimentos. No capítulo intitulado *Palinofácies* são descritos os fatores que influenciam a produção e preservação de MO ao longo do tempo. Seguidamente, referenciam-se algumas abordagens sobre classificação e caracterização dos diferentes grupos de MO e finaliza-se com a apresentação e análise dos resultados da ETA-75 e a interpretação paleoambiental, tendo em conta a informação teórica. O capítulo dedicado ao estudo da *História Térmica* começa com a descrição dos processos de transformação da MO nas bacias sedimentares, passa a uma caracterização das técnicas comumente utilizadas, para depois se proceder à análise e interpretação dos resultados da sondagem ETA-75. A este capítulo, segue-se a *Conclusão* onde é apresentada uma visão sumária do desenvolvimento de todo o trabalho e uma articulação e discussão dos resultados das diversas abordagens do estudo, com vista a apontar alguns dos contributos do mesmo para a compreensão da geologia da Bacia de Moatize-Minjova.

O trabalho termina com as referências bibliográficas e com dois Anexos onde são apresentadas estampas ilustrativas de palinofácies e palinomorfos observados, ao microscópio ótico, nas amostras estudadas da sondagem ETA-75.

2. Enquadramento da Bacia de Moatize-Minjova

2.1. Enquadramento Geográfico

Moçambique faz parte do conjunto de países da África Austral, tais como África do Sul, Namíbia, Botswana, Madagáscar, Zimbabué, Malawi, Zâmbia, Angola, Suazilândia e Lesoto (Fig. 2.1).



Fig. 2.1 – Mapa dos países localizados na África Austral (Google Earth, 4 de Setembro de 2016).

A Bacia de Moatize-Minjova localiza-se na região centro-oeste de Moçambique, sendo Moatize um dos treze distritos da província de Tete (Fig. 2.2). A par do distrito de Maturara, Moatize encontra-se no extremo sudeste desta província. A província de Tete situa-se no extremo Noroeste de Moçambique, confronta a Norte com a Zâmbia e o Malawi, a Sul com o Zimbabwe e três províncias moçambicanas (Zambézia, Manica e Sofala), a Este com o Malawi e a Oeste com a Zâmbia e o Zimbabwe. A sua extensão é de aproximadamente 100 742 km² sendo a terceira maior província do país, logo a seguir às províncias de Niassa e Zambézia (Fig. 2.2, Governo da Província de Tete, 2008).

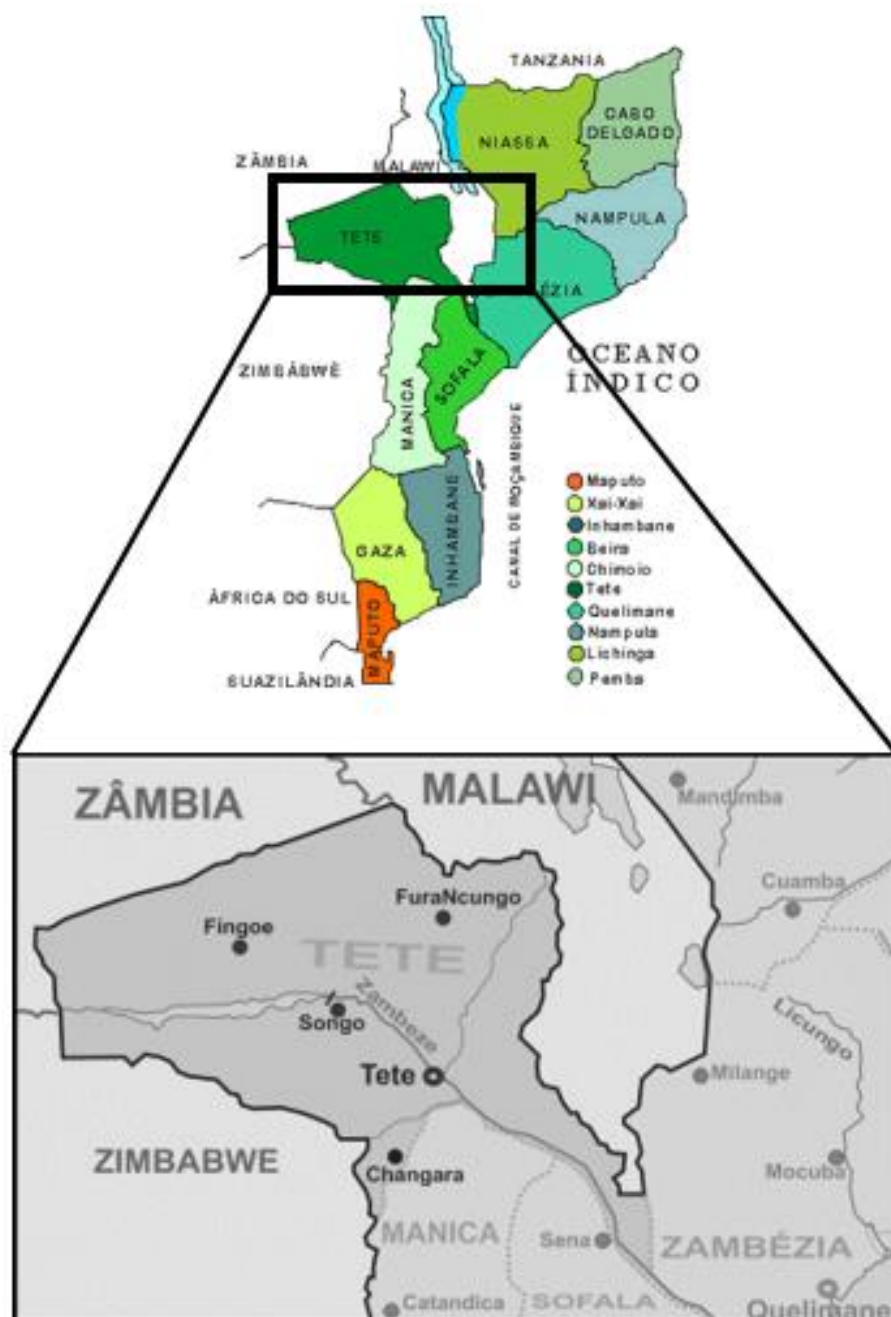


Fig. 2.2 – Localização geográfica da Província de Tete, Moçambique (Portal do Governo da Província Tete, 2008, <http://www.tete.gov.mz/img/tete.gif/view>, consultado em 28 de agosto de 2016).

2.2 Enquadramento Geológico Geral

A nível geológico, África apresenta, de um modo geral, um conjunto de cratões e de cinturões datados do Arcaico, combinados com cinturões dobrados de idade Proterozoica-Câmbrica e sobrepostos por um conjunto de sedimentos pouco deformados e rochas extrusivas de três

intervalos de idade distintas: Neoproterozóico, Carbonífero Superior-Jurássico Inferior e Cretácico-Presente (GTK Consortium, 2006).

Na tabela 2.1 apresentam-se os diferentes domínios tectónico-magmático-estruturais que ocorreram nas regiões este e sul de África, desde o evento Pan-Africano até ao Sistema de Rift do Este Africano (Dirks & Ashwal, 2002, *in* GTK Consortium, 2006).

Tabela 2.1 – Domínios tectónico-magmático-estruturais ocorridos em África a partir do Neoproterozóico (Adaptado de GTK Consortium, 2006).

Evento/Sistema		Era	Idade (Ma)
Sistema de Rift do Leste Africano (SRLA)	Fase Principal	Neoceno - Presente	23 - 0
	Fase Inicial	Cretáceo - Paleoceno	140 - 23
Terrenos Gondwânicos	Evento Karoo	Carbonífero Superior-Jurássico Inferior	318 - 180
	Plataformas Pós-Pan-Africanas		< 542
Pan-Africano	Orogenia Pan-Africana	Neoproterozóico- Cambriano	750 - 490
	Bacias do Pan-Africano Inicial	Neoproterozóico	900 - 700

Relativamente aos cinturões de dobramento Pan-Africanos do Neoproterozóico, Holmes (1951 *in* GTK Consortium, 2006) foi o primeiro a considerar o cinturão de Moçambique como a “região-tipo” da Orogenia Pan-Africana, através do reconhecimento da descontinuidade entre o cratão da Tanzânia, de idade Arcaica, com gneisses, a Este, de idade mais recente. A expressão “Orogenia do Este Africano” tem vindo a tornar-se consensual, para descrever o cinturão orogénico da zona Este do Pan-Africano (Stern, 1994, *in* GTK Consortium, 2006). A Orogenia do Este Africano marca a colisão entre o Este e o Oeste do Gondwana e o desaparecimento de uma bacia oceânica de grandes dimensões, o Oceano de Moçambique (Roger *et al.*, 1995, *in* GTK Consortium, 2006).

O cinturão do Zambeze, localizado no centro-sul de África, é outro exemplo de um cinturão de dobramento do Pan-Africano. Tem a particularidade de pertencer a um cinturão orogénico transcontinental que separa o cratão do Congo do cratão do Kalahari (Shackleton, 1996, *in* GTK Consortium, 2006), com se pode verificar na figura 2.3, que dá uma visão transcontinental das orogenias Neoproterozóicas, com destaque para os cinturões de Moçambique (MB) e do Zambeze (ZB).

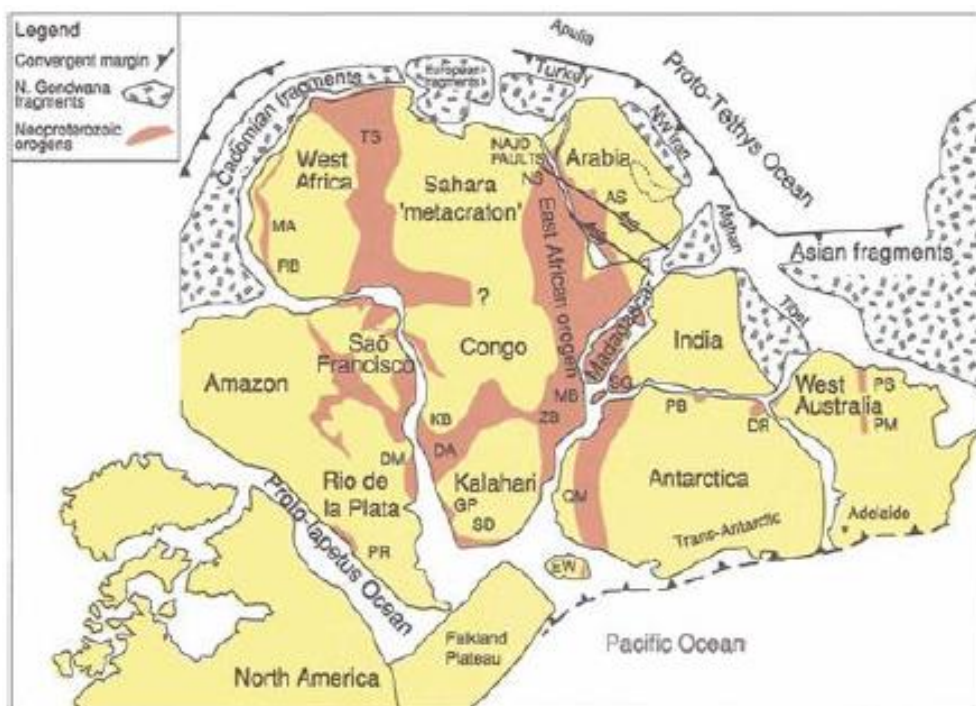


Fig. 2.3 - Orogenias, datadas do Neoproterozóico, ao longo do Supercontinente do Gondwana (grafismo a vermelho), das quais se pode destacar o cinturão de Moçambique (MB) e o cinturão do Zambeze (ZB) (Costa, 2015, adaptado de Kusky *et al.*, 2003).

As plataformas de rochas sedimentares do Câmbrio encontram-se indeformadas em algumas regiões de África central e sul, nomeadamente a noroeste da Tanzânia, a norte da Zâmbia e a este da República Democrática do Congo (Waleffe, 1965, *in* GTK Consortium, 2006). Em Moçambique, estes depósitos de plataforma tardios ou pós Pan-Africanos, sobrepostos ao Pan-Africano ou ao soco Arcaico, não ocorrem (GTK Consortium, 2006).

2.3 Formação das Bacias do Karoo

De acordo com Catuneanu *et al.* (2005) no final do Paleozóico Superior, ocorreram inversões tectónicas em grande escala ao longo da margem sul do supercontinente Gondwana. Esse evento fez com que ocorresse a colisão entre o Gondwana e a Laurásia e entre a Laurásia, Cazaquistânia e a Sibéria, formando assim um único supercontinente chamado Pangeia (Langford, 1992, *in* Cairncross, 2001).

Desde o início da formação da Pangeia, entre o Carbonífero Superior-Cisuraliano, até à sua extensão máxima, no Jurássico Inferior, ocorreu a formação e desenvolvimento das bacias do Karoo (Cairncross, 2001; Catuneanu *et al.*, 2005).

A designação “Karoo”, dada a todas as bacias que se formaram e foram preenchidas por sedimentos de idade geológica similar, ao longo do Gondwana, derivou da extrapolação da principal Bacia do Karoo da África do Sul (Catuneanu *et al.*, 2005) (Fig. 2.4).

O início do preenchimento sedimentar das bacias do Karoo começou ca. 300 Ma, durante o Carbonífero Superior, continuando as bacias a serem preenchidas por sedimentos até ao Jurássico Médio, idade geológica em que começou a fragmentação do supercontinente (Duncan *et al.*, 1997, *in* Catuneanu *et al.*, 2005). Após este evento, o preenchimento dessas bacias passou de um domínio sedimentar para um domínio ígneo. As idades dos depósitos do Karoo mais recentes situam-se entre o Triásico e o Jurássico Médio, uma vez que a parte superior desta sequência foi erodida no tempo pós-Gondwana (Catuneanu *et al.*, 2005).

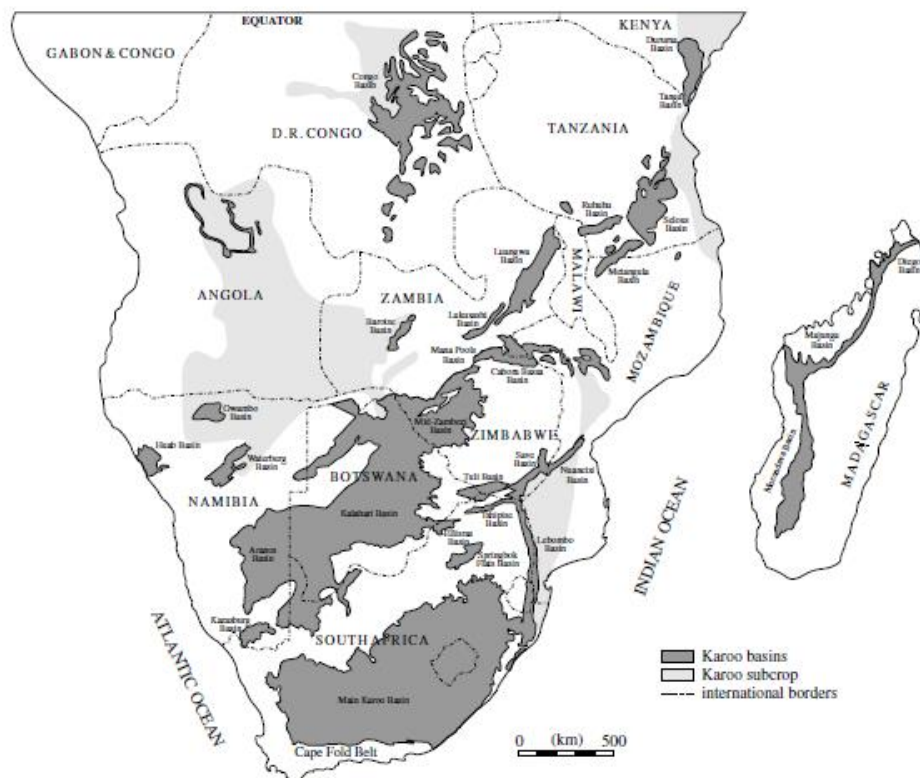


Fig. 2.4 – Distribuição geográfica das bacias do Karoo ao longo da África Austral (Catuneanu *et al.*, 2005, adaptado de Johnson *et al.*, 1996 e outros)

Os principais fatores alógenos que influenciaram a acumulação de sedimentos nestas bacias, segundo Catuneanu *et al.* (2005), foram a tectónica e as alterações climáticas. Em relação à atividade tectónica registada ao longo do Gondwana, os mesmos autores afirmam:

“Esta combinação única de actividade tectónica, localizada ao longo das margens divergentes e convergentes do Gondwana, resultou na formação de diferentes tipos de bacias sedimentares em África, com criação de espaço de acomodação gerada pela tectónica e carregamentos dinâmicos a sul e pelo *rifting* a norte” (Catuneanu *et al.*, 2005, p. 216).

Ocorreram dois regimes diferentes, nomeadamente um a sul do continente, em que o regime tectónico era de convergência, relacionado com processos de subducção, acreção e formação de montanhas no limite entre o Gondwana e o oceano Panthalassa, e outro a norte da Bacia Principal do Karoo onde se registou um regime distensivo, por processos que se desenvolveram ao longo da margem entre o Mar de Tétis e o Gondwana (Catuneanu *et al.*, 2005).

A deposição e acumulação de carvão nas bacias do centro e sul de África foram favorecidas por três tipos de tectónica: empilhamento tectónico que causa a flexão da crosta (bacias do tipo *foreland*), *rift* intercratónico e intracratónico. A partir de mecanismos primários de subsidência, através de carregamento dinâmico e de flexura, formou-se um sistema do tipo retroarco *foreland* que dá pelo nome de Bacia Principal do Karoo, na África do Sul (Cairncross, 2001). A Norte dessa bacia, o controlo estrutural modificou-se e diferenciou-se tanto a Oeste como a Este do continente africano. Ao longo da região mais a Este, os regimes extensionais dominavam (Catuneanu *et al.*, 2005), desenvolvendo-se um complexo sistema de *rift* que se estendeu do Rio Zambeze ao Corno de África (Somália), chegando até à margem sul da Península Arábica (Wopfner, 2002 *in* Catuneanu *et al.*, 2005). À exceção de algumas bacias que se encontram inseridas dentro dos controlos estruturais a Este, as bacias são do tipo *rift* intracratónicas. As sucessões litoestratigráficas das bacias de *rift* apresentam uma semelhança entre si, justificada pelo facto de o desenvolvimento das mesmas ter tido um controlo tectónico idêntico (Catuneanu *et al.*, 2005).

Na sua grande maioria, as bacias do *rift* do Karoo localizadas em Moçambique nas zonas superior e média do vale do rio Zambeze desenvolveram-se no interior da Faixa do Zambeze Pan-Africano, através da reativação de estruturas desta idade (GTK Consortium, 2006; Fernandes *et al.*, 2015). Reativação relacionada com falhas começou no Pérmico com o início da fracturação vertical associada ao falhamento, formando bacias extensionais, aumentando assim a subsidência (Carvalho, 1977 e Lachelt, 2004 *in* Fernandes *et al.*, 2015; GTK Consortium, 2006).

O registo estratigráfico das bacias do Karoo também foi condicionado pelas flutuações climáticas que se verificaram ao longo das unidades do tempo geológico. Segundo Frederiksen (1996), dois dos maiores aspetos fundamentais dos paleoclimas são: a localização geográfica e as mudanças temporais.

Para uma melhor compreensão das mudanças climáticas que ocorreram durante a existência do supercontinente Gondwana, destacam-se dois acontecimentos, um que se encontra relacionado com alterações climáticas que ocorreram em todo o planeta (Fig. 2.5), e outro relacionado com as mudanças climáticas seculares devido ao movimento latitudinal do Gondwana ao longo de faixas climáticas zonais (Fig. 2.6) (Scotese *et al.*, 1999).

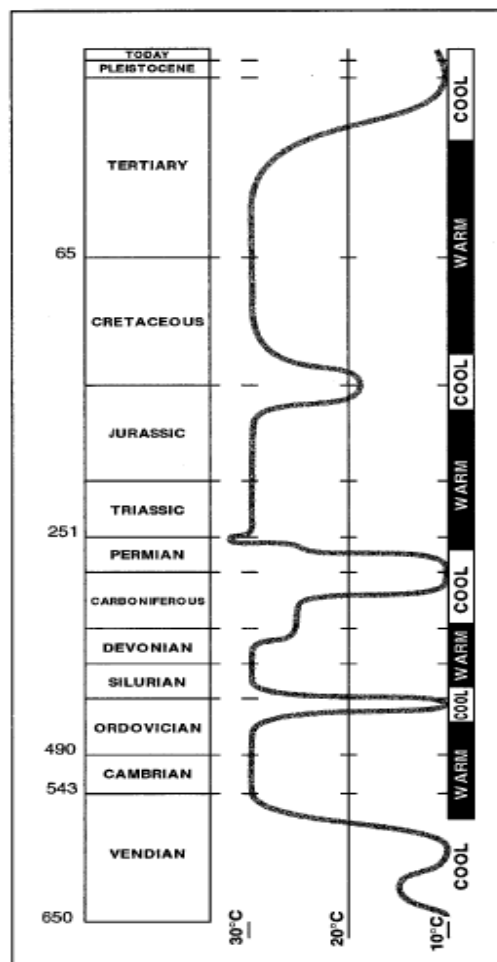


Fig. 2.5 – Comportamento climático global ao longo de diferentes idades geológicas. (Frakes *et al.*, 1992 in Scotese *et al.*, 1999).

Durante os 500 Ma de existência do Godwana as condições climáticas da Terra variaram quatro vezes entre condições frias (*Ice House*) e condições quentes (*Hot House*) (Frakes *et al.*, 1992, in Scotese *et al.*, 1999).

As condições *Ice House* definem-se como um intervalo de tempo em que um dos polos da Terra, ou até mesmo os dois, se encontravam cobertos por gelo e em que a temperatura média global encontrava-se compreendida entre 12-14°C. Nas condições de *Hot House*, que ocorreram no

planeta, os polos não se encontravam permanentemente cobertos por gelo e as temperaturas médias globais eram entre 18-22 °C (Worsley *et al.*, 1994, in Scotese *et al.*, 1999).

A primeira mudança de *Ice House* para *Hot House* verificou-se no Vendiano (Ediacarano), há cerca de 650-550 Ma, contemporânea à formação do Gondwana. Seguiu-se um período de aquecimento global que durou desde o Câmbrio até ao Ordovício Inferior.

O segundo evento de *Ice House* verificou-se entre o Ordovício Superior e o Silúrio Inferior, seguido de um novo aquecimento, à escala global, que se prolongou desde o Silúrio até o Devónico Médio.

O terceiro *Ice House*, e o mais importante para este estudo, ocorreu entre o Devónico Superior-Cisuraliano, sendo que no Carbonífero Inferior houve uma diminuição das condições características deste evento e no Carbonífero Superior um aumento das mesmas. A seguir a este arrefecimento, ocorreu um aumento generalizado da temperatura que durou desde o Lopingiano até ao Jurássico (Scotese *et al.*, 1999).

É possível inferir, através da informação descrita anteriormente, que as mudanças das condições climáticas durante o tempo do Karoo oscilaram entre condições frias e semiáridas, no intervalo Carbonífero Superior-Cisuraliano, para climas quentes e húmidos no restante intervalo temporal (Guadalupiano-Jurássico Médio) (Visser, 1991a in Catuneanu *et al.*, 2005).

O último evento verificado, referente às mudanças climáticas de *Ice House* para *Hot House*, ocorreu entre o Jurássico Superior e o Cretácico Inferior, como se pode observar na figura 2.5.

Relativamente às mudanças climáticas provocadas pelas alterações de latitude do Gondwana por ação do seu movimento, verifica-se que nos últimos 600 Ma o Polo Sul localizou-se nos limites ou mesmo dentro do supercontinente (Fig.2.6).

Devido às suas grandes dimensões, o Gondwana expandia-se desde o Polo Sul até ao Equador. A aparente movimentação do Polo Sul, ao longo do tempo, por entre o Gondwana implicou que diferentes zonas do supercontinente poderiam simultaneamente apresentar climas equatoriais, subtropicais, polares e temperados. À medida que o Gondwana se movimentava através do Polo Sul as faixas climáticas também se deslocavam (Scotese *et al.*, 1999).

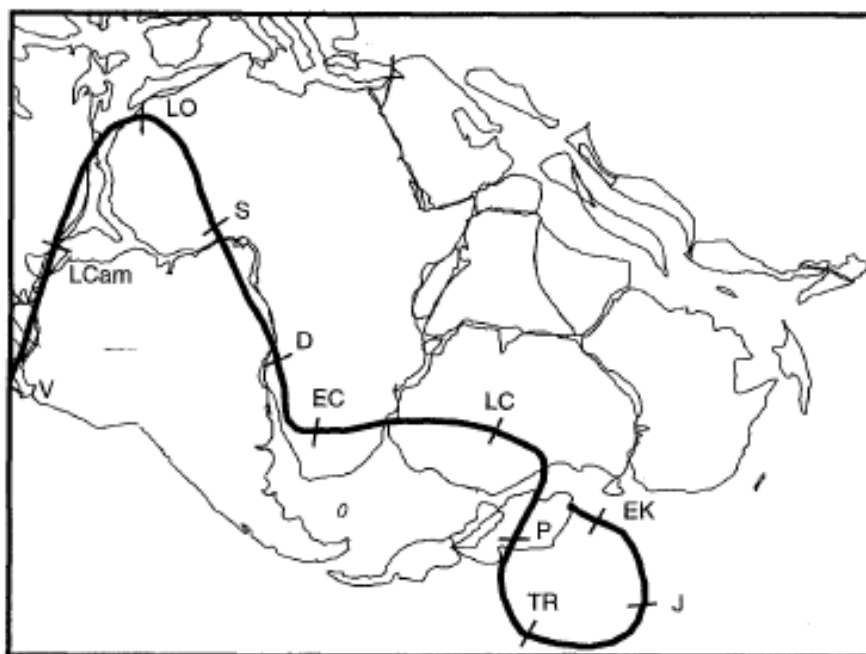


Fig. 2.6 – Percurso aparente do Polo Sul no Gondwana desde o Pré-Câmbrico Superior até ao Cretácico Inferior. V: Vendiano (650 Ma); LCam: Câmbrico Superior (525 Ma); LO: Ordovícico Superior (445 Ma); S: Silúrico (420 Ma); D: Devónico (380 Ma); EC: Carbonífero Inferior (365 Ma); LC: Carbonífero Superior (365 Ma); P: Pérmico (245 Ma); TR: Triásico (210 Ma); J: Jurássico (175 Ma); EK: Cretácico Inferior (120 Ma) (Scotese *et al.*, 1999).

De acordo com o mesmo autor, foi possível reconhecer alguns padrões geográficos gerais, ao longo do tempo geológico, que passamos a descrever. A Norte do Gondwana e metade da parte Oeste (parte mais a norte da América do Sul e Norte e Oeste de África) verificou-se um movimento latitudinal de zonas polares para subtropicais, entre o Pré-Câmbrico Superior até o Paleozoico Médio. Durante o Paleozoico Superior-Mesozoico Inferior o Norte e Oeste do Gondwana permaneceu em latitudes subtropicais.

Relativamente à parte Indo-Australiana do supercontinente, verificou-se que no Pré-Câmbrico Superior-Paleozoico Médio permaneceu em latitudes inferiores e, durante o Devónico Superior a região Indo-Australiana-Antártica moveu-se em grande velocidade duma latitude subtropical para uma polar, permanecendo nesta ao longo do Carbonífero, Pérmico e Triásico.

Entre o Jurássico e o Cretácico houve uma tendência generalizada para que todos os continentes que pertenciam ao Gondwana se deslocassem para posições próximas do Equador, passando de latitudes subtropicais para equatoriais, no caso da África por exemplo, ou de latitudes temperadas para subtropicais (Austrália, por exemplo).

As mudanças de posição constantes e a estabilização em posição com latitudes inferiores, permitiu inferir que a Bacia Principal do Karoo e as restantes bacias do Karoo a norte da mesma apresentaram inicialmente uma mudança progressiva de condições glaciares para temperadas

frias, seguidamente de temperadas húmidas para quentes e, por último, de semiáridas para quentes e áridas (Johnson *et al.*, 1996).

A Bacia Principal do Karoo situada na África do Sul é conhecida como a “bacia tipo” para se fazer correlações litoestratigráficas e para caracterizar melhor os carvões das bacias que pertençam ao Supergrupo do Karoo (SGK), uma vez que contêm a mais completa sucessão sedimentar e os maiores recursos de carvão. No entanto, as bacias do SGK podem diferir umas das outras pois apresentam cenários tectónicos e fácies sedimentares diferentes.

As unidades litoestratigráficas da Bacia Principal do Karoo encontram-se divididas por grupos que foram definidos com base em todas as características sedimentológicas. Os grupos são, do mais antigo para o mais recente: Dwyka, Ecça, Beaufort, Stormberg e Drakensberg (Catuneanu *et al.*, 2005).

O Grupo Dwyka consiste em depósitos sedimentares de origem glacial ou periglacial, nomeadamente diamictitos, conglomerados, arenitos com seixos fluvioglaciários, rochas sedimentares com periodicidade e argilitos com fragmentos de rocha, podendo atingir uma espessura máxima até 800 m (Johnson *et al.*, 1996). A sedimentação do Grupo Dwyka ocorreu entre o Carbonífero Superior e o Cisuraliano (Visser, 1997, Bangert *et al.*, 1999, Wopfner, 2002 e Catuneanu, 2004a, *in* Catuneanu *et al.*, 2005).

O Grupo Ecça, de idade Cisuraliano-Guadalupeano e com uma espessura máxima até 3000 m, consiste, de um modo geral, em argilitos negros intercalados com siltitos e arenitos (grãos grosseiros com presença, por vezes, de seixos). Camadas de carvão ocorrem frequentemente associadas a ambientes de sedimentação marinha, lacustre, deltaica ou fluvial (Johnson *et al.*, 1996, *in* GTK Consortium, 2006). Este grupo, tendo em conta as características das camadas sedimentares, pode ainda ser dividido em três: Ecça Inferior, Ecça Medio e Ecça Superior.

Os sedimentos de origem fluvial ou fluvio-torrencial, típicos do Ecça Inferior, formaram-se devido à fusão da calote glacial do Gondwana (Afonso *et al.*, 1998). Relativamente ao Ecça Médio, os sedimentos foram depositados em ambiente fluvio-lacustre e num clima temperado frio. Estes sedimentos pós-regressão glacial são ricos em matéria vegetal.

No Ecça Médio localizam-se as séries produtivas de carvão (Real, 1966, *in* Afonso *et al.*, 1998) pois ocorreu a formação de camadas consideráveis de carvão intercaladas com pelitos (argilitos e siltitos) e grés arcósicos (finos a grosseiros).

A zona superior do Grupo Ecça é caracterizada por sedimentos que se depositaram em ambiente fluvial, com depósitos de planície de inundação. Na sua litologia, apresenta grés arcósicos, conglomerados, argilitos, siltitos e margas (Afonso *et al.*, 1998).

O Grupo Beaufort, datado do Lopingiano até ao Triásico Médio, compreende rochas como argilitos, arenitos e, por vezes, conglomerados. Pode atingir uma espessura máxima de 5000 metros e o ambiente de deposição é do tipo fluvial (Johnson et al., 1996, *in* GTK Consortium, 2006).

Com uma espessura máxima de 2000 metros, o Grupo Stormberg consiste em argilitos cinzentos e arenitos com camadas de carvão, na parte inferior, e em arenitos na parte superior. A idade admitida para este grupo é Triásico Superior-Jurássico Inferior (Johnson *et al.*, 1996, *in* GTK Consortium, 2006).

Os Basaltos de Drakensberg, de idade Jurássico Inferior, constituem o grupo mais recente das unidades litoestratigráficas conhecidas na Bacia Principal do Karoo na África do Sul.

2.4. Formação da Bacia Carbonífera de Moatize-Minjova

Relativamente à geologia em Moçambique, esta é dominada a norte e no centro por rochas metamórficas e ígneas indiferenciadas (soco cristalino), de idade Pré-Câmbrica, e a sul por uma cobertura sedimentar, de idade Fanerozóica (Afonso, 1976, Afonso *et al.*, 1998, Lachelt, 2004 e Grantham *et al.*, 2011 *in* Fernandes *et al.*, 2015).

A cobertura sedimentar fanerozóica divide-se em rochas que se formaram durante o evento do Karoo, isto é, anterior à fragmentação do Gondwana, e em sequências mais recentes relacionadas com o desenvolvimento do Rift Este Africano (REA) (GTK Consortium, 2006).

Tomando como referência a fragmentação do Gondwana, as principais bacias sedimentares de Moçambique são, da mais antiga para a mais recente:

- as bacias do Médio Zambeze, Baixo Zambeze e do Maniamba, que têm no seu preenchimento sedimentar rochas datadas anteriores à fragmentação do Gondwana (Cisuraliano-Triásico), nomeadamente depósitos do Karoo;
- as bacias de Moçambique e do Rovuma, formadas entre o Jurássico Superior e o Terciário, ou seja, contemporâneas à fragmentação do Gondwana;
- a bacia do Lago Niassa, que se formou entre o Miocénico e o Pliocénico derivado da abertura do REA (Fig. 2.7).

Ao longo do território moçambicano encontram-se outras bacias do SGK, designadamente a bacia de M'potepote, a sul, e Lugenda, a norte (Lachelt, 2004, *in* Fernandes *et al.*, 2015).

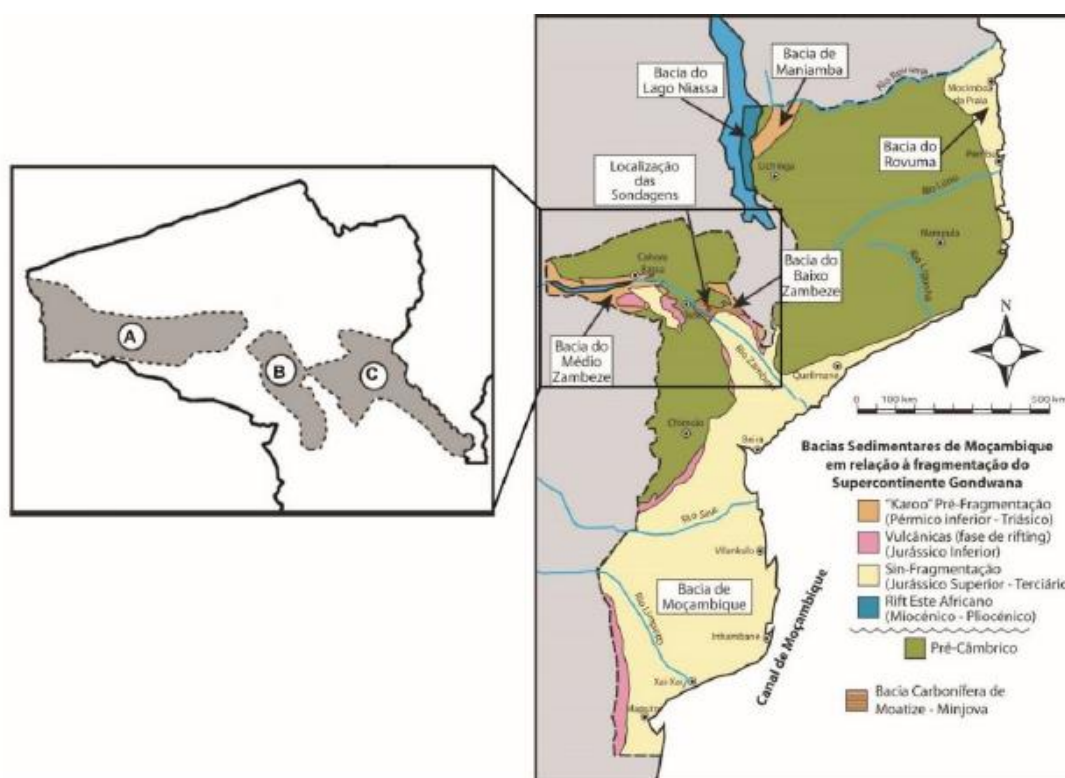


Fig. 2.7 – Bacias sedimentares de Moçambique relativas à fragmentação do Gondwana e localização das sub-bacias sedimentares do vale do rio Zambeze: A-Bacia Chicôa-Mecúcoè; B-Bacia Sanângòè-Mefidézi e C-Bacia de Moatize-Minjova (Costa, 2015, adaptado de Fernandes *et al.*, 2014a; 2014b; Fernandes *et al.*, 2015).

O Vale do Zambeze apresenta, ao nível da sua estrutura, uma depressão com um eixo longitudinal de orientação NW-SE (Kreuser, 1994, *in* Cairncross, 2001). As três bacias sedimentares do vale do rio Zambeze em Moçambique são: a Bacia Chicôa-Mecúcoè com direção E-W, que se encontra parcialmente submersa devido à barragem artificial Cahora Bassa, e as bacias Sanângòè-Mefidézi e Moatize-Minjova, ambas com orientação NW-SE (Pereira *et al.*, 2016). Como foi referido anteriormente, as sucessivas fases tectónicas de distensão e consequente abertura do Gondwana, entre o Pérmico e o Jurássico, deram origem a estas bacias e seus sedimentos vulcano-sedimentares (Catuneanu *et al.*, 2005). As tensões criadas pelas falhas, que fizeram com que as rochas se deslocassem paralelamente às mesmas, originaram bacias tipo *graben* e *semi-graben* separadas por blocos *horst*, que foram preenchidas por sedimentos siliciclásticos do Pérmico-Triásico e rochas vulcano-sedimentares do Jurássico Inferior (Fernandes *et al.*, 2015). Estes processos de subsidência crustal, devidos à ativação de falhas, também são responsáveis pela deposição de carvão nas bacias do vale do Zambeze, onde se inclui as bacias moçambicanas acima referidas. Processos de sedimentação preferencial nestas áreas de subsidência promoveram o carregamento crustal, causando uma maior taxa de subsidência, que se prolongou até aos limites

de falha das margens da bacia (Cairncross, 2001). Por outro lado, como afirma Afonso (1984), citado por Pereira *et al.* (2016, p. 5):

“As orientações principais das bacias carboníferas que se encontram no vale do rio Zambeze são também paralelas aos alinhamentos estruturais observados no soco cristalino Proterozóico que rodeia as mesmas, sugerindo que o desenvolvimento inicial das bacias carboníferas teve lugar ao longo das zonas de fraqueza nas faixas Proterozóicas da região.”

A sondagem ETA-75 a que o presente estudo se reporta, realizou-se na bacia de Moatize-Minjova, que é delimitada por um sistema de falhas que se encontram em contacto com o soco cristalino do Mesoproterozóico e do Neoproterozóico, a NE e SW respetivamente (GTK Consortium, 2006, *in* Fernandes *et al.*, 2015).

A bacia carbonífera de Moatize-Minjova é, entre as bacias do Karoo do Vale do rio Zambeze, a que se situa mais a leste e uma das bacias de Moçambique em exploração ativa (Fernandes *et al.*, 2015; Pereira *et al.*, 2016).

A sucessão estratigráfica de Moatize-Minjova consiste em rochas do Karoo, que pertencem ao SGK (GTK Consortium, 2006). As unidades litológicas que se encontram no SGK dividem-se em duas, a unidade sedimentar do Karoo Inferior, constituindo a maior sucessão estratigráfica, e a unidade vulcano-sedimentar do Karoo Superior (Fernandes *et al.*, 2014b; Lopes *et al.*, 2014; Pereira *et al.*, 2014). A bacia de Moatize-Minjova apresenta, na base da sucessão estratigráfica, a Formação de Vúzi (Real, 1966, *in* Pereira *et al.*, 2016). Esta unidade, que assenta em discordância sobre o soco cristalino do Proterozoico, consiste em diamictitos (tilitos) intercalados com camadas de arenitos grosseiros e silito-argilitos finos, sendo informalmente conhecida por Série Tilítica (Fernandes *et al.*, 2015; Pereira *et al.*, 2016). Durante o Carbonífero Superior-Cisuraliano, em que os ambientes de sedimentação fluvial-glaciares dominavam na região, ocorreram fases glaciares crescentes e decrescentes que poderão ter estado relacionadas com a variação lateral da espessura da Formação de Vúzi, que vai desde poucos metros de profundidade até, aproximadamente, 200 metros. Os processos de formação da própria bacia, através da ativação de falhas, poderão ter contribuído para a variação da espessura lateral desta unidade (Pereira *et al.*, 2016). Segundo GTK Consortium (2006), a Formação de Vúzi data do Carbonífero Superior-Cisuraliano, através da correlação litológica com o topo do Grupo Dwyka da Bacia Principal do Karoo da África do Sul. Recentes datações palinológicas com vista à exploração de carvão (sondagens ETA 65 e ETA 72), localizadas ao longo do rio Muarádzi, indicam uma idade compreendida entre Kunguriano-Roadiano (Cisuraliano-Guadalupiano) para o topo da Formação de Vúzi (Pereira *et al.*, 2014; Lopes *et al.*, 2014). Os autores consideram uma idade mais recente para esta unidade, pelo que colocam a possibilidade de os diamictitos que foram

estudados não pertencerem ao topo da unidade glacial, mas a uma intercalação de clastos grosseiros na Formação de Moatize.

Assente sobre a Formação de Vúzi encontra-se, em concordância estratigráfica, a Formação de Moatize (Fernandes *et al.*, 2015; Pereira *et al.*, 2016). Alcançando uma espessura máxima de 340 metros, as unidades litológicas que constituem esta última formação são: intercalações de camadas de argilitos carbonosos, arenitos, siltitos e carvão. Os depósitos sedimentares foram depositados em ambientes de sedimentação fluviais e lacustres e sob condições climáticas temperadas e húmidas (Mugabe, 1999, *in* Fernandes *et al.*, 2015).

Também conhecida por Série Produtiva do Grupo Eccá, devido à sua extensão e à existência de camadas de carvão passíveis de serem exploradas (Real, 1966, *in* Pereira *et al.*, 2016), esta unidade estratigráfica pode ser encontrada em seis bacias carboníferas de Moçambique, mais concretamente, Moatize-Minjova, Chicó-Mecúcuè, Sanâgue-Mefideze, Niassa, Lugenda e M'Potepote (Afonso *et al.*, 1998).

Na bacia de Moatize-Minjova são conhecidas seis camadas principais de carvão, designados localmente como Complexos Carbonosos, consistindo em intercalações de argilitos carbonosos com camadas de carvão de espessura variável (Fernandes *et al.*, 2015). Segundo Afonso *et al.* (1998), a sequência estratigráfica dos Complexos Carbonosos, ordenada de baixo para cima, é a seguinte:

- Complexo Sousa Pinto: apresentando uma espessura média de 14 metros, consiste num complexo basal que se encontra intercalado por siltitos e argilitos (pelitos) cinzentos;
- Complexo Chipanga: apresenta a espessura média mais elevada de entre todos os Complexos (36 metros) e tem os pelitos cinzentos como muro e o grés xistoso como teto;
- Complexo Bananeiras: define-se por dois subcomplexos separados por pelitos negros. O superior apresenta uma espessura de 9 metros e o inferior de 18. Na parte inferior, este complexo é limitado por uma alternância de pelitos e grés, enquanto na parte superior é limitado por pelitos negros;
- Complexo Intermédio: com uma espessura total de 22 metros, apresenta variações laterais relevantes, sendo constituído por pelitos negros com apenas dois leitos finos de carvão;
- Complexo Grande Falésia: apresenta uma espessura média de 12 metros e, à semelhança do complexo anterior, é irregular lateralmente. Ocorre por cima do teto do complexo anterior, sendo limitado na parte superior por uma alternância de pelitos e grés;
- Complexo André: com 1 metro de espessura, encontra-se no topo da Série Produtiva.

A Formação de Moatize, correlacionável com o Grupo do Eccá Médio-Superior da Principal Bacia do Karoo da África do Sul, é datada do Cisuraliano-Guadalupiano através de datações de

macrofósseis de plantas e a de palinomorfos das camadas superiores desta unidade (Daber, 1984, *in* Pereira *et al.*, 2016).

A acumulação, com cerca de 2 km, que se encontra sobreposta à Formação de Moatize, consiste em intercalações de arenitos, conglomerados, argilitos e, por vezes, de camadas de carvão na parte inferior, é designada de Formação de Matinde (GTK Consortium, 2006). Os sedimentos da Formação de Matinde foram depositados em ambiente fluvial, tendo sido registada uma mudança de condições climáticas de temperadas e húmidas a quentes e áridas (Pereira *et al.*, 2016).

Datações palinológicas recentes indicam que a idade da Formação de Matinde aparenta ser mais recente (limite Pérmico-Triásico) do que a idade registada somente pela correlação litológica, a partir da qual se inferia que a mesma se encontrava correlacionada com o Grupo do Ecce Médio Superior da Principal Bacia do Karoo da África do Sul, ou seja, idade Guadalupiano-Lopingiano.

A Formação de Cádzi assenta sobre a Formação de Matinde, que consiste em arenitos arcóicos avermelhados, conglomerados, calcários e margas (GTK Consortium, 2006). Os ambientes de sedimentação e as condições climáticas são idênticas às verificadas na Formação de Matinde.

Correlações estratigráficas com a Principal Bacia do Karoo permitiram datar esta última unidade entre o Lopingiano-Triásico Inferior, referente ao Grupo Beaufort. Novos dados palinológicos indicam uma idade mais recente, entre o Triásico Médio-Superior, para estes sedimentos (Pereira *et al.*, 2016).

As Formações Vulcano-sedimentares, características do Karoo Superior, consistem em riólitos, basaltos, rochas piroclásticas e intrusões doleríticas. À exceção das intrusões doleríticas, estas formações não ocorrem na bacia de Moatize-Minjova.

Correlações estratigráficas desta unidade com a Principal Bacia do Karoo indicam uma idade Jurássico Inferior, referente ao Grupo Stormberg (Pereira *et al.*, 2016).

3. Materiais e métodos

3.1 Sondagem ETA-75

Neste trabalho, estudaram-se as amostras da sondagem ETA-75, inserida num conjunto de sondagens realizadas na região de Tete, Moçambique (Figs. 3.1 e 3.2).

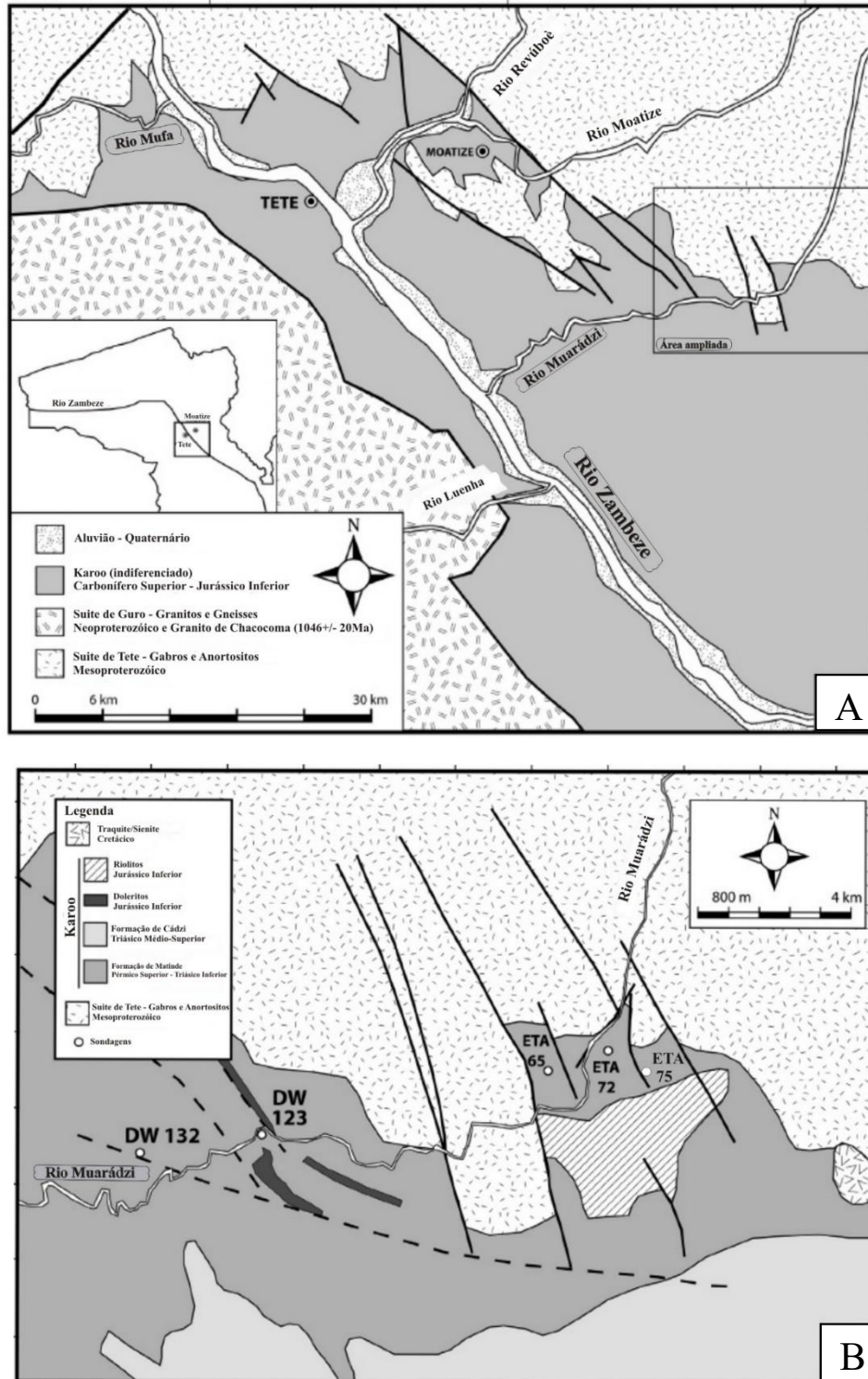


Fig. 3.1 – A- Mapa da geologia geral da Bacia Carbonífera de Moatize-Minjova na região de Tete. B- Localização da sondagem ETA-75, material de estudo neste trabalho, e de outras sondagens já realizadas (Adaptado de Fernandes *et al.*, 2015).



Fig. 3.2 – Posição da sondagem ETA-75 relativamente à ETA-72 e ETA-65.
(*GoogleEarth*, data das imagens: 19/06/2014).

Foram realizadas sete sondagens na Bacia Carbonífera de Moatize-Minjova, distribuídas geograficamente na localização que se encontra ilustrada nas duas figuras anteriores. As coordenadas geográficas da sondagem ETA-75 são: 16°13'10.57"S de latitude e 33°59'58.88"E de longitude.

Na figura 3.3 encontra-se esquematizada a informação mais relevante referente à sondagem ETA-75: i. a litoestratigrafia; ii. a profundidade total da sondagem; iii. o log da sondagem; iv. A descrição de cada litologia.

Na figura, assim como noutras partes deste trabalho, as Formações são denominadas de acordo com a terminologia comumente aceite na fase de exploração da sondagem e início desta pesquisa. Como será oportunamente justificado, a partir dos resultados de estudos recentes (e.g. Pereira *et al.*, 2016), tende a interpretar-se que os sedimentos intersectados pela ETA-75 estarão localizados em estratos mais recentes e acima da Formação de Moatize.

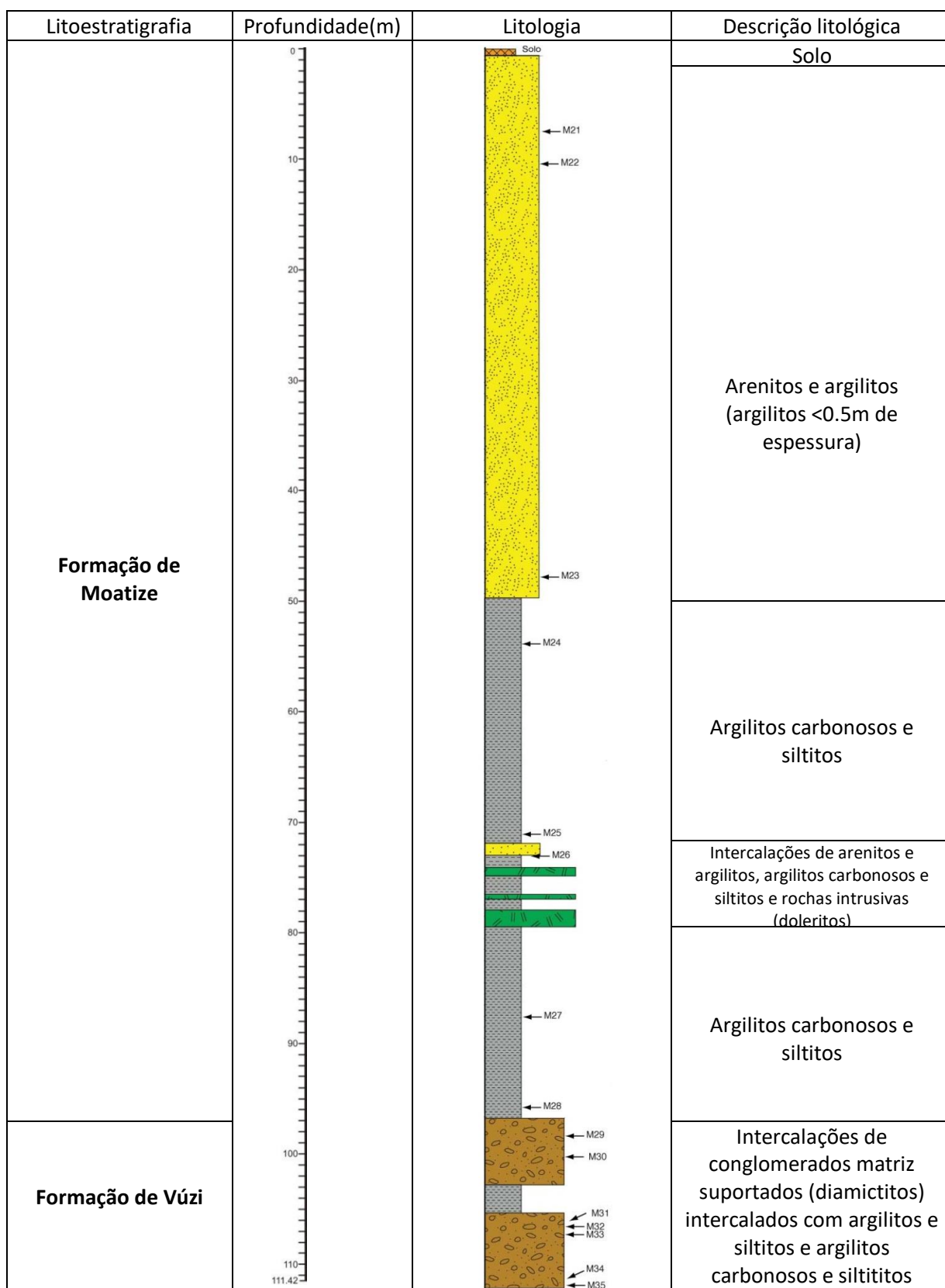


Fig. 3.3 – Sondagem ETA-75 e respetiva amostragem. A nomenclatura das amostras apresenta um “M” seguido de um número, que varia entre 21 e 35.

Foram recolhidas 15 amostras da sondagem ETA-75, com o objetivo de estudar o material palinológico. O espaçamento de amostragem variou de litofácies para litofácies, sendo maior nos arenitos e argilitos e nos argilitos carbonosos e siltitos e menor nos diamictitos intercalados com argilitos e siltitos. Esta diferenciação deveu-se à presumível maior abundância de informação palinológica nestes últimos em comparação com as restantes litofácies que a sondagem intersecta e ao facto de se encontrar numa zona de transição litoestratigráfica. Das amostras recolhidas, 13 apresentam uma abundância relevante de palinomorfos (amostras positivas), enquanto 2 têm pouca relevância palinológica (amostras negativas).

Apesar de ter sido registada grande quantidade de palinomorfos indeterminados, indicando que as amostras se encontravam num estado de degradação avançado, conseguiu-se chegar à classificação de 48 géneros e de 64 espécies, algumas das quais com uma representação significativa.

3.2 Procedimentos laboratoriais

O procedimento laboratorial referente à análise palinológica foi realizado no Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG, em S. Mamede de Infesta) enquanto os procedimentos referentes ao estudo da maturação térmica dos sedimentos (poder refletor da vitrinite, fluorescência e cor dos palinomorfos) e interpretação paleoambiental (palinofácies) realizaram-se no Laboratório de Microfauna e Pólenes na Universidade do Algarve (UALG, em Faro).

3.2.1 Preparação e observação de amostras para estudos palinológicos

Existe uma diversidade de procedimentos laboratoriais e conjugações de técnicas, que geraram debate entre palinólogos e outros especialistas no processamento palinológico. Na sua grande maioria as técnicas aplicadas são uma conjugação de várias, estando muitas vezes dependentes do material de laboratório que se encontra disponível (Wood *et al.*, 1996). No presente trabalho, a escolha dos procedimentos laboratoriais apoiou-se em trabalhos científicos vários trabalhos científicos (e.g. Borges, 2012; Fernandes *et al.*, 2015; Lopes, 2013) e teve em conta as litologias existentes, o tipo de fácies que a sondagem intersectou, a previsível idade das rochas e o estado de incarbonização do material.

Processo de Maceração

No sentido de empreender o estudo palinológico, um procedimento comumente apelidado de “Processo de Maceração” é necessário com o propósito de separar os pólenes e esporos da matriz da rocha que os envolve assim como para separar e concentrar a fração dos mesmos (Modie,

2007). Este procedimento está resumido na figura 3.4 que sintetiza as etapas percorridas até o material palinológico se encontrar pronto a ser observado ao microscópio ótico. No fluxograma, evidenciam-se quatro fases fundamentais da maceração das amostras para estudos palinológicos, que em seguida se explicam: o fracionamento físico, a desmineralização, a oxidação e a montagem e estudo das amostras.

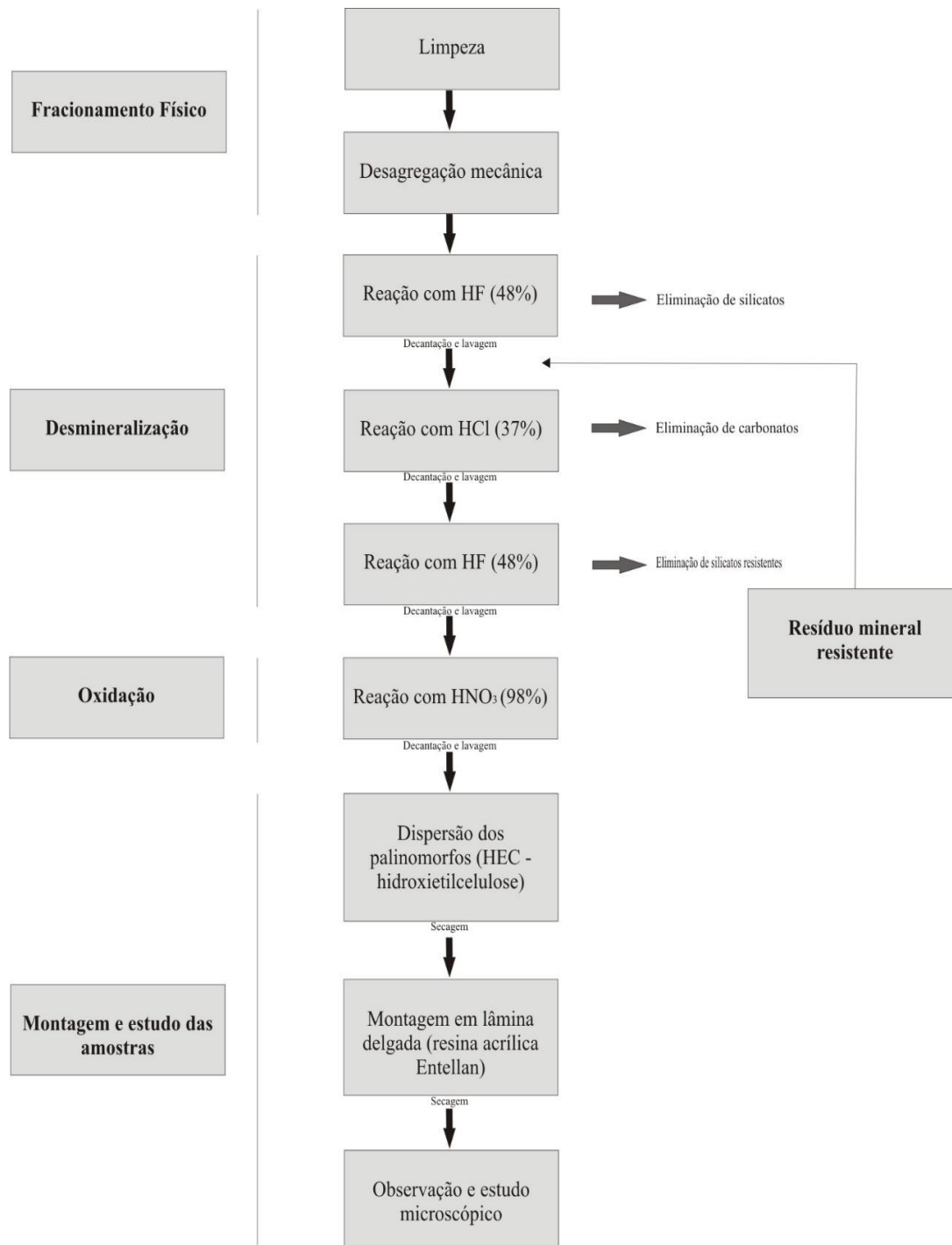


Fig. 3.4 – Procedimento laboratorial para o estudo de palinomorfs (Adaptado de Lopes, 2013).

Fracionamento Físico: as amostras foram desagregadas em frações mais reduzidas, com o auxílio de um martelo, após recolha no campo de material para estudo e transportado até ao laboratório. Durante esta etapa ocorre a libertação de poeiras derivada do impacto do martelo (Fig. 3.5). O martelo deve ser adequadamente limpo antes de executar o mesmo procedimento noutra amostra, com o intuito de evitar a contaminação de informação palinológica entre amostras (Wood *et al.*, 1996).

Depois, as amostras foram lavadas e colocadas em frascos Teflon®, com a respetiva identificação de cada amostra (de M21 a M35, no caso do presente estudo).



Fig. 3.5 – Fracionamento físico da amostra.

Desmineralização: nesta fase utilizam-se dois ácidos com o objetivo de eliminar material que não é relevante para o estudo. A quantidade de ácidos adicionados depende das características mineralógicas das amostras.

Ao longo de 5 dias acrescentam-se 150 ml de HF (48%) a cada amostra e nos 5 dias seguintes adicionam-se 100 ml HF (48%) (Fig. 3.6). Ao adicionar este ácido às amostras pretende-se que os silicatos contidos nas mesmas sejam removidos.

Após 10 dias de reação, acrescenta-se água para neutralizar a reação que ainda possa estar a ocorrer e deixa-se a repousar durante uma noite. Posteriormente, o líquido é retirado para um recipiente próprio para que o ácido seja devidamente reciclado. Cerca de 24 horas depois, volta-se a acrescentar água e deixa-se em repouso na *Hotte* durante mais uma noite (Fig. 3.7).

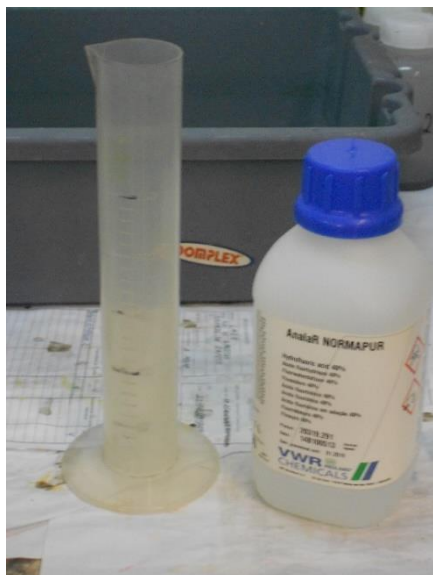


Fig. 3.6 – Ácido fluorídrico (48%) utilizado na desmineralização das amostras.



Fig. 3.7 – *Hotte* com os frascos com a preparação do material palinológico para posterior decantação.

Posteriormente são retirados 100 ml de resíduo, com o auxílio de uma pipeta, do frasco que se encontra na *Hotte* para um gobelé com a respetiva identificação da amostra que se está a tratar e adicionam-se 250 ml de HCl (37%). Coloca-se o gobelé em cima de uma placa elétrica quente e, ao mesmo tempo que está a ferver deve-se agitar com uma vareta a solução para facilitar a reação. Deixa-se o HCl atuar a quente durante cerca de 2 minutos de forma a eliminar os carbonatos que se encontram nas amostras. Depois, enche-se o gobelé com água para neutralizar a reação e decanta-se. Vaza-se, mais uma vez, o líquido e deixa-se a matéria orgânica no frasco. Repete-se os últimos dois passos para se ter a certeza que não existe mais ácido a reagir com a amostra. A matéria orgânica é colocada num frasco de plástico devidamente identificada.

Uma vez que as quinze amostras em estudo apresentavam na sua constituição mineralógica uma certa predominância de silicatos e constatando-se, através de observação ao microscópio das amostras, que alguns não tinham sido eliminados, o ataque pela ação dos ácidos termina, neste caso laboratorial, com a adição de 100 ml de HF (48%).

Deixou-se decantar durante uma noite, à semelhança da primeira adição de HF. Posteriormente, a amostra passou por processos de neutralização da reação e decantação. Com o auxílio de um crivo (20 μ m) iniciou-se o processo de filtragem das amostras. A matéria orgânica foi filtrada, com adição de água destilada, e colocada em frascos devidamente identificados.

Após a desmineralização, a matéria orgânica é observada ao microscópio para verificar se de facto a quantidade de fração mineral na amostra é insignificante e não prejudicial para a observação e estudo dos palinomorfos.

Neste procedimento laboratorial não foi necessário concentrar o resíduo orgânico, uma vez que todas as amostras eram ricas em matéria orgânica.

Oxidação: Devido ao estado de incarbonização das amostras ser elevado, foi necessário utilizar determinados reagentes oxidantes que permitissem retirar às amostras opacidade, a fim de apresentarem condições de observação ao microscópio.

Uma vez que a matéria orgânica em estudo é do Paleozóico, esta encontra-se num estado de incarbonização muito elevada, tornando difícil a identificação, ao microscópio, das características morfológicas relevantes dos palinomorfos com o objetivo de se poder diferenciar e estudar cada um dos *taxa*. Ao serem aplicados certos reagentes oxidantes à matéria orgânica a superfície externa das paredes dos palinomorfos é erodida quimicamente, por forma a tornar claras e visíveis as características dos elementos orgânicos presentes no resíduo.

A solução oxidante utilizada que vai reagir com a matéria orgânica que se encontra nas amostras é o ácido nítrico (HNO_3), concentrado a 98% (Fig. 3.8).

Algumas das amostras não foram sujeitas à reação com o HNO_3 , pois a quantidade de tecidos escuros não era impeditiva de se realizar o estudo dos palinomorfos e, caso se tomasse a decisão das amostras reagirem com um oxidante, haveria a possibilidade de danificar a sua morfologia. Para as amostras que foram sujeitas à oxidação, o tempo de exposição a essa reação variou.

Primeiramente, coloca-se cerca de metade da amostra que se encontra no frasco num funil de *Buckner*. De referir que a malha que se encontra no funil que permite conter a matéria orgânica importante para este estudo é da ordem das 20 μm (Fig. 3.9).

Em seguida, adiciona-se HNO_3 ao funil de *Buckner* para que o ácido reaja com a matéria orgânica. O tempo de reação é estipulado *à priori* através da observação ao microscópio do estado de incarbonização das amostras, isto é, quanto maior for a incarbonização do material maior será o tempo que este irá reagir com o ácido.

A contabilidade do tempo é feita com o auxílio de um cronómetro e, assim que este termina e com a ajuda de um compressor de ar, faz-se a sucção do ácido com o intuito de terminar a reação. Para que a reação termine e neutralize o mais breve possível adiciona-se água à solução. Uma vez neutralizada a oxidação, com o auxílio de uma pipeta, passa-se a matéria orgânica oxidada do funil para um gobelé.

A amostra é mais uma vez observada ao microscópio para verificar se a quantidade de tecidos escuros ainda é suficientemente relevante para impedir que a observação das características dos palinomorfos seja feita da maneira mais rigorosa possível.



Fig.3.8 – Oxidação das amostras que se encontravam com um estado de incarbonização elevado.



Fig. 3.9 – Crivo, com malha de 20 µm, utilizado nas filtrações das etapas de desmineralização e oxidação do material palinológico.

Montagem e estudo das amostras: Foi adicionado um dispersante (HEC – hidroxietilcelulose) à matéria orgânica oxidada, com a finalidade de impedir que os palinomorfos se aglutinassem, permitindo uma melhor visualização ao microscópio. Efetuou-se uma agitação com uma vareta de modo a que o dispersante atuasse em toda a solução. Posteriormente, com a ajuda de uma pipeta, aplicou-se uma pequena quantidade de amostra em quatro lâminas delgadas por amostra, repetindo-se este processo para todas as amostras. Estas lâminas foram em seguida colocadas numa estufa à temperatura de 25°C durante 24h. Passado esse tempo, adicionou-se a cada lâmina uma gota de resina acrílica *Entellan*, colocando-se a lamela sobre a lâmina com a amostra já seca, esperando que a resina se espalhasse uniformemente. O tempo de secagem da resina foi de cerca 1 hora. De notar a importância de referenciar as lâminas antes de irem à estufa. Passou-se então à observação ao microscópio ótico e estudo dos palinomorfos contidos nas amostras.

3.2.2 Preparação e observação de amostras para estudo dos palinofácies e da maturação orgânica – fluorescência e cor dos palinomorfos

As primeiras duas etapas da preparação laboratorial para estudo dos palinofácies e da maturação orgânica, nomeadamente o fracionamento físico e a desmineralização, foram em tudo idênticas às descrições apresentadas anteriormente no subcapítulo 3.2.1.

Nesta atividade, não se realizou a oxidação e procedeu-se, após a obtenção de um resíduo palinológico em estado aquoso devidamente desmineralizado, à montagem das amostras. Com o auxílio de uma pipeta, agita-se o resíduo palinológico aquoso que se encontra contido num frasco Teflon®. Após alguns segundos, extrai-se o resíduo que se encontra a meio do frasco de modo a evitar o excesso ou a escassez de resíduo palinológico, caso se extraísse o resíduo do fundo ou à superfície da solução aquosa respetivamente. O resíduo extraído é colocado na vertical numa lâmina e sem tocar na mesma. Caso o resíduo se encontre muito concentrado, impossibilitando uma boa observação ao microscópio, adiciona-se água destilada a fim de diluir

o material, dispersando-o. Os procedimentos seguintes, que levam até à observação das amostras ao microscópio, foram semelhantes àqueles descritos no subcapítulo 3.2.1. De referir que, repetiu-se para todas as amostras todas as etapas enunciadas e elaborou-se duas lâminas por amostra.

3.2.3 Preparação e observação de amostras do poder reflector da vitrinite

À semelhança do procedimento laboratorial dos palinofácies, as etapas que precedem a obtenção do resíduo palinológico foram idênticas às descritas no subcapítulo 3.2.1. e o resíduo orgânico utilizado não foi oxidado (Fig. 3.10).



Fig. 3.10 – Frascos contendo o resíduo palinológico das amostras da sondagem ETA-75.

Durante o processo de montagem das amostras, diferentes etapas foram caracterizadas até se chegar ao resultado final são, em seguida, enunciadas:

- Aplica-se lubrificante seco (Politetrafluoretileno – PTFE, Fig. 3.11) na lamela;
- Retira-se, com o auxílio de uma pipeta, uma fração do resíduo palinológico que se encontra em fase aquosa num frasco branco e coloca-se na lamela lubrificada;
- Adiciona-se resina *Entellan* (Fig. 3.12), conjuntamente com endurecedor (resina epóxica). A proporção de endurecedor é de 1% da percentagem de resina. O tempo de secagem da resina varia de 2h a 2dias, dependendo do tipo de amostra;
- Após a secagem da resina epóxica, coloca-se a lamela com o resíduo palinológico na lâmina e retira-se a lamela. O resíduo orgânico fica na lâmina impregnado de resina.



Fig. 3.11 – Lubrificante seco (Politetrafluoretileno – PTFE) utilizado na preparação das amostras do poder refletor da vitrinite.

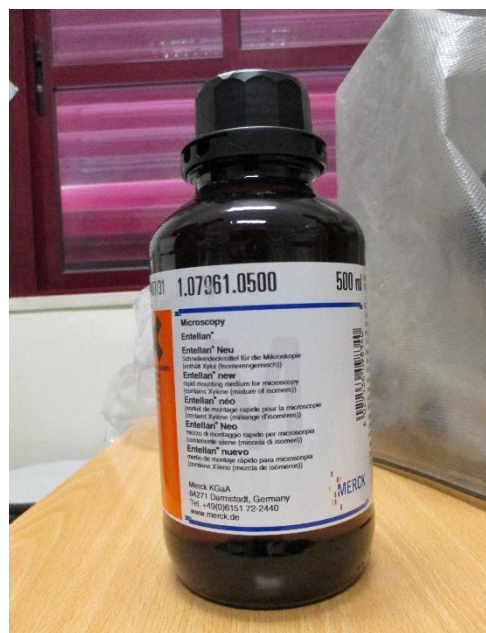


Fig. 3.12 – Resina *Entellan* aplicada nas lamelas para estudo do poder refletor da vitrinite.

Uma vez concluída a montagem das lâminas, efetua-se o polimento das mesmas a fim de retirar os excessos de resina. Inicialmente, o polimento é realizado com uma lixa de *Buehler* com o objetivo de o resíduo orgânico uniformizar-se em termos de espessura (Fig. 3.13). À medida que se efetua o polimento vai-se adicionando água. A técnica de polir pode ser feita ou através de movimentos circulares (vinte vezes para um lado e o mesmo número de vezes para o outro) ou fazendo um movimento em oito. Deve-se verificar ao microscópio ótico, após a utilização da lixa, se a amostra se encontra polida ou se ainda se encontra muito riscada. No caso da amostra se encontrar muito riscada, deve-se proceder à utilização de pó de alumina. Existem três frações de pó de alumina que se utiliza para polir as amostras: $1\mu\text{m}$, $0,3\mu\text{m}$ e $0,05\mu\text{m}$ (Fig. 3.14).



Fig. 3.13 – Lixas de *Buehler* utilizadas na primeira fase de lixamento das lâminas.



Fig. 3.14 – Frascos contendo pó de alumina com as diferentes frações utilizadas: $1\mu\text{m}$, $0,3\mu\text{m}$ e $0,05\mu\text{m}$.

Utiliza-se do mais grosseiro para o mais fino, sendo que o tempo de utilização vai decrescendo à medida que se utiliza pó de alumina com dimensões mais finas. O pó de alumina com dimensão de $1\mu\text{m}$ retira os riscos da lixa de *Buehler*, o de $0,3\mu\text{m}$ elimina os riscos feitos pelo pó de alumina de $1\mu\text{m}$ e o de $0,05\mu\text{m}$ elimina os de $0,3\mu\text{m}$.

Ao longo do processo de polimento com o pó de alumina (Fig. 3.15) adiciona-se uma pequena quantidade de água sobre a lâmina e uma gota de alumina. O material utilizado para lixar as amostras com pó de alumina foi um tapete inserido numa tampa de garrafa que permite realizar movimentos circulares, polindo toda a superfície da amostra. Outro material indispensável é a “mesa” de cartão que se utiliza para colocar a lâmina, impedindo que a mesma se mova durante o processo. Após concluído o polimento, deve-se lavar a lâmina com água e secá-la. De referir que, o pó de alumina com dimensão $0,05\mu\text{m}$ é o último a ser utilizado de forma a evitar que a amostra apresente muitos riscos e de grandes dimensões.

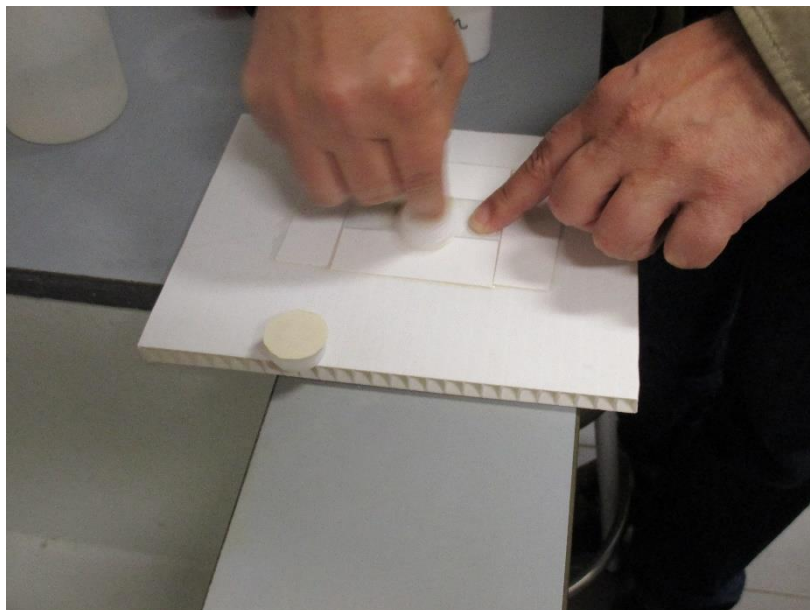


Fig.3.15 – Processo de polimento com o pó de alumina auxiliado pela “mesa” de cartão e pelo tapete inserido numa tampa de garrafa.

3.3 Microscópio

3.3.1 Estudo palinológico e dos palinofácies

Para se proceder à análise de lâminas delgadas observadas no Departamento de Ciências da Terra (FCT/UNL), com o objetivo de observar e contabilizar tanto os palinomorfos como os palinofácies, utilizou-se o microscópio de luz transmitida *Nikon–Eclipse E600*. As ampliações utilizadas foram de 20x, 40x, 60x e 100x, sendo que a última requer o uso de óleo imerso.

De modo geral, utilizou-se a objetiva com ampliação de 20x para a observação dos palinofácies e a objetiva de 40x para os palinomorfos. A ampliação de 60x também foi utilizada, em raras ocasiões, com o objetivo de melhorar a observação de algumas particularidades morfológicas dos palinomorfos que, com as restantes objetivas, se tornava difícil concluir.

Utilizou-se também a câmara digital *Nikon Digital Sight DS Fi1*, anexada ao microscópio, com o intuito de fotografar imagens que, por sua vez, foram transferidas para o computador e trabalhadas no programa da *Nikon*, *NIS – Elements Basic Research*. Este programa permitiu, entre várias opções, melhorar as imagens das fotografias, incorporar escalas e realizar medições.

Construíram-se folhas de registo para contabilizar os palinofácies e os palinomorfos de modo a documentar o que se observava. Para cada espécime de palinomorfos foram registadas as coordenadas do microscópio na respetiva folha de registo.

O modo de contagem dos palinofácies e dos palinomorfos foi realizado de maneira semelhante. Observou-se primeiramente uma lâmina de cada amostra tentando abranger a lâmina na sua totalidade. A contagem cessava quando se atingisse os 250 e 200 espécimes para os palinofácies e palinomorfos, respetivamente. Caso esse número não fosse atingido com a observação de apenas uma lâmina delgada, era observada uma segunda lâmina da mesma amostra para perfazer o número pretendido. Caso não se obtivesse o número de espécimes que se pretendia com a observação das duas lâminas, a contagem cessava quando terminasse a observação da segunda.

3.3.2 Estudo da maturação orgânica

Para a análise do poder refletor da vitrinite foram efetuadas medições do %Rm (poder refletor da vitrinite) na Universidade do Algarve, com um microscópio de luz refletida Olympus BX51 equipado com uma câmara digital a cores de alta resolução - Olympus/SIS CView. O modo de contagem das partículas de vitrinite é feita horizontalmente e são medidos 100 valores de refletância, número este que permite validar estatisticamente a medição (Mackowsky, 1982 *in* Fernandes, 2000). Utilizou-se a ferramenta gráfica pertencente ao Programa Mirone, que calibra 256 níveis da escala de cinzentos com padrões de refletividade conhecida (Fernandes *et al.* 2010 *in* Fernandes *et al.*, 2013). Os valores da refletância dos padrões utilizados são: 0,428; 0,595; 1,715; 3,15 e 5,37% (Fig. 3.16). As medidas de %Rm foram realizadas com luz incidente com comprimento de onda de 546 nm e em óleo de imersão com índice de refração de 1,518 (Fernandes *et al.*, 2013). A precisão das medições é influenciada pela exatidão da refletância do microscópio, pelo número de pontos medidos e pela área onde a medição é realizada. Para que os resultados sejam fiáveis, é fundamental que haja um bom polimento das partículas de vitrinite pois o ponto medido é a média dos quatro *pixels* adjacentes. Após as medições e utilizando o *software* Data-Graph® são calculados, para cada amostra, a média aritmética dos valores medidos de refletância e o desvio-padrão associado. Os resultados obtidos são apresentados em histogramas.

Relativamente à nomenclatura adotada, optou-se pela %Rm (refletância da vitrinite média) pois, segundo Fernandes (2000): i. é a que mais se adequa ao estudo da refletância em resíduos palinológicos; ii. mede a refletância em grãos de vitrinite de tamanho reduzido; iii. é o parâmetro de maturação mais utilizado na indústria petrolífera; iv. correlaciona-se com outros parâmetros de maturação.

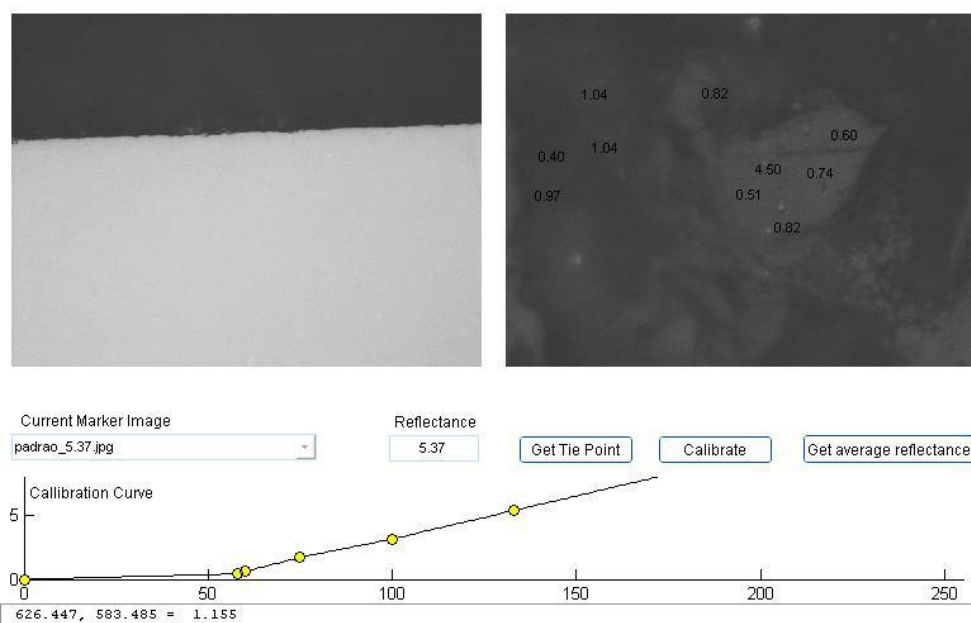


Fig. 3.16 – Exemplo de um padrão de calibração (5.37%) utilizado para a %Rm.

No estudo da fluorescência dos palinomorfos utilizou-se o mesmo microscópio ótico que o utilizado no poder refletor da vitrinite, mas equipado com uma unidade de fluorescência XCite Série 120Q e com um filtro violeta e azul que produz um comprimento de onda entre 390 e 490 nm. Para que a observação da fluorescência seja efetuada de forma fiável o sistema é deixado a estabilizar durante 15 minutos. Após a estabilização do sistema, incide-se a luz sobre um palinomorfo durante 5 minutos e regista-se a cor da fluorescência do mesmo (Fernandes *et al.*, 2015).

No estudo da cor do palinomorfo foi utilizada uma adaptação do Thermal Alteration Index (TAI) de Staplin, designadamente o Phillips Petroleum Colour Standard version nº 2 (1984), uma vez que inclui mais níveis de cor (Fernandes *et al.*, 2015).

4. Palinoestratigrafia

4.1 Introdução

O termo Palinologia deriva da palavra grega *palunein* (pulverizar, dispersar) e do latim *pollen* (pó fino), segundo Hyde e Williams (1944, *in* Castro, 2006; Traverse, 2007; Borges, 2012). Inicialmente, esta ciência dedicava-se apenas ao estudo dos esporos e pólenes. Contudo, nas últimas décadas houve um grande incremento dos estudos nesta área, surgindo a Paleopalinologia, que se dedica ao “estudo de todas as estruturas de parede orgânica que podem ser isoladas a partir da maceração de rochas sedimentares” (Jansonius & McGregor, 1996, *in* Borges, 2012, vol. II, p. 11). Abrange, assim o estudo de uma grande diversidade de microfósseis (polénes, esporos, microrganismos planctônicos, bentônicos, com revestimento celular não mineralizado, e fungos), que se integram na designação geral de palinomorfos (Tschudy, 1961 *in* Castro, 2006).

A evolução histórica da palinologia deveu-se aos avanços científicos e tecnológicos, tanto no desenvolvimento de novos e aperfeiçoados microscópios, como no desenvolvimento de investigações sobre grãos de pólen e a anatomia e morfologia das plantas, que possibilitaram o reconhecimento e desenvolvimento desta ciência. Motivou também um crescendo de cientistas envolvidos e interessados na investigação em palinologia (Traverse, 2007).

Contemporâneo da invenção do primeiro microscópio, o britânico Nehemiah Grew foi o primeiro a observar um grão de pólen ao microscópio, em 1640. Por volta da mesma altura, Malpighi diferenciou pólenes de diferentes tamanhos e cores (Traverse, 2007).

Já no século XIX, cientistas germânicos estudaram e catalogaram a anatomia de grãos de pólen e esporos devido à melhoria das funcionalidades do microscópio. Todavia, foi o botânico escocês Robert Brown que, em 1809, referiu que os grãos de pólen poderiam ser utilizados para o estudo da sistemática das plantas com semente. Em 1838, o alemão Goeppert foi o primeiro investigador a descrever esporos e pólenes (Traverse, 2007).

Em meados de 1900, os sedimentos do Holocénico foram interpretados através do estudo dos fósseis de esporos e grãos de pólen. Ao longo das décadas de 20, 30 e 40 do século XX, o botânico sueco Gunnar Erdtman foi o responsável pela expansão dos estudos estatísticos e analíticos sobre grãos de pólen, por todo o mundo, e a terminologia que desenvolveu para caracterizar a morfologia do grão de pólen foi aceite por outros cientistas, em parte devido à pré-inexistência da mesma e porque Erdtman adquiriu um talento para descrever novas terminologias. Seguindo Erdtman, muitos outros estudiosos se interessaram pela análise dos grãos de pólen do Holocénico, sendo que na sua grande maioria estavam mais direccionados para a botânica do que para a geologia. Entre o final da década de 20 e início da de 30, o alemão Robert Potonié, filho do paleobotânico Henri Potonié, iniciou o estudo de esporos e pólenes, em camadas de carvão e

sedimentos associados, referentes às idades cenozóica e carbonífera. Após a Segunda Guerra Mundial, Potonié foi convidado a ingressar na companhia petrolífera Anglo-Holandesa Shell com a finalidade de perceber qual a viabilidade de utilizar a Palinologia como uma ferramenta bioestratigráfica, abrindo assim o estudo dos esporos e grãos de pólen para uma vertente mais direcionada para a geologia. Outra companhia petrolífera, a Norte-Americana Exxon, seguiu o mesmo caminho que a Shell, durante a década de 40. Ainda na década de 30, o paleopalinologista americano Schopf reconheceu o grande potencial dos estudos de esporos e pólenes para resolver questões colocadas pela geologia. Na década de 50 deu-se a expansão da paleopalinologia, que se refletiu no aparecimento de novos palinólogos como Traverse, assim como na importância que outras companhias petrolíferas mundiais deram à inclusão da palinologia neste mercado. Ao longo do século XX, outros autores foram extremamente importantes para o desenvolvimento da paleopalinologia, designadamente autores russos, como Naumova (Traverse, 2007).

Hoje em dia, a palinologia é estudada em todo o mundo, tentando resolver questões relacionadas com os paleoclimas, bioestratigrafia e suas aplicações económicas (Traverse, 2007).

A Paleopalinologia tem uma enorme relevância em estratigrafia “pelas indicações da idade relativa dos sedimentos, bem como pela caracterização dos ambientes (temperatura, humidade, profundidade e salinidade) em que se acumularam os sedimentos que contêm os palinomorfos” (Castro, 2006, p. 58). Têm sido desenvolvidos estudos paleopalinológicos, cada vez mais especializados no campo da palinoestratigrafia, com grande interesse económico, nomeadamente para empresas do ramo de exploração de recursos energéticos. A correlação bioestratigráfica é muito utilizada e aceite, uma vez que os polinomorfos apresentam uma distribuição estratigráfica que vai desde há dois biliões de anos até ao presente, em todos os tipos de ambientes de sedimentação, desde ambientes lacustres até ambientes marinhos de profundidade (Traverse, 2007).

Por outro lado, a paleopalinologia proporciona informação relevante sobre os ambientes de sedimentação, como refere o mesmo autor: “Palinomorfos podem ser sensíveis indicadores de processos de sedimentação e de onde os sedimentos provêm” (Traverse, 2007). A interpretação dos paleoambientes apoia-se nos estudos paleoecológicos, baseados nos microfósseis de origem vegetal. Com efeito, determinados palinomorfos, nomeadamente esporos e pólenes, que ocorrem quase exclusivamente em continentes, indicam assim a presença de determinado tipo de vegetação e permitem inferir acerca dos climas em que esses paleoambientes evoluíram (Traverse, 2007).

4.2 Palinomorfos

O conceito de palinomorfos inclui os microrganismos, fósseis ou contemporâneos, cuja parede orgânica é composta por esporopolenina, quitina ou “pseudoquitina”, com dimensões médias compreendidas entre 5 μm e 500 μm (Fig. 4.1) (Traverse, 2007).

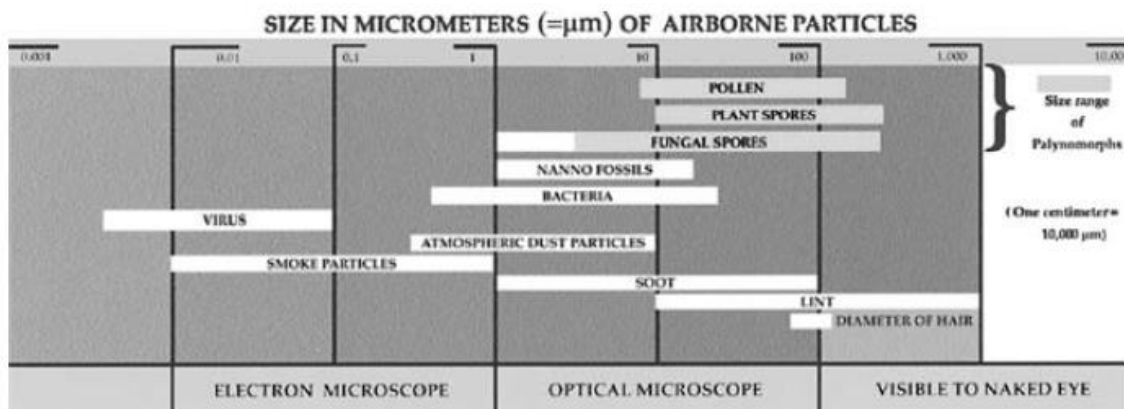


Fig. 4.1 – Variação do tamanho dos esporos, pólenes e fungos em comparação com outras partículas de pequenas dimensões (Traverse, 2007).

A formação dos palinomorfos ocorreu em ambientes continentais (esporos e pólenes, designados esporomorfos), de água doce (algumas algas, dinoflagelados e poucos esporomorfos) e de água salgada (a maior parte dos dinoflagelados, acritarcas, outras algas microscópicas, quitinozoários, escolecodontes, foraminíferos e poucos esporomorfos) (Traverse, 2007).

Os palinomorfos fósseis estão largamente representados em rochas e ambientes sedimentares muito diversos, o que em parte se deve ao seu tamanho reduzido e também aos componentes das paredes que os revestem, designadamente a esporopolenina e a quitina, provavelmente os componentes orgânicos mais inertes quimicamente da natureza. Assim, apesar das contingências químicas a que foram sujeitos ao longo e após os processos de deposição, encontram-se preservados no terreno. Além disso, podem ser separados dos sedimentos em que estão incorporados, através de procedimentos laboratoriais relativamente simples (descritos no capítulo 3), mantendo-se preservados (Traverse, 2007). O mesmo autor também salienta que existem limitações à sua preservação, como a granulometria e o tipo de sedimentos, as altas temperaturas, altas pressões e processos de cristalização e recristalização das rochas.

A Sistemática dos palinomorfos fósseis, especialmente os mais antigos, tem colocado alguns problemas aos seus estudiosos, quer ao nível da Nomenclatura, quer da Taxonomia (Fensome *et al.*, 1990 e Traverse, 1996 *in* Lopes, 2013). Dificuldades que se devem ao facto do investigador muitas vezes estar a classificar “entidades que constituem apenas pequenas partes de um organismo, ou cuja afinidade botânica ou zoológica, é muitas vezes difícil de distinguir” (Lopes,

2013, vol. II, pp. 3-4). Traverse (2007, p.53) aponta uma outra dificuldade, ao nível da sistemática dos esporos e dos pólenes, ao afirmar:

“Outro problema associado às plantas produtoras de esporos e pólenes é o facto de estes tenderem a ser heteromorfos, mesmo dentro da mesma espécie, ou nos órgãos produtores de esporos ou de pólenes das mesmas plantas”

O presente trabalho foca-se maioritariamente na observação de microfósseis de esporos e pólenes, que correspondem “basicamente a sacos vazios, resistentes, diversamente ornamentados e sulcados, dos quais o conteúdo (camadas da parede interna e protoplasma) foi removido por processos de biodegradação, devido à ação de bactérias ou fungos e ainda, provavelmente, por fatores não biológicos.” (Traverse, 2007).

4.2.1 Esporos

O termo esporo é utilizado para definir a célula reprodutora das plantas briófitas e pteridófitas. A produção dos esporos ocorre nos ciclos de vida das criptogâmicas ou “plantas inferiores”, onde se englobam estas plantas (Playford & Dettmann, 1996).

Os esporos possuem um vasto registo paleobotânico, desde o Paleozóico Médio até aos dias de hoje, fruto da sua disseminação em sedimentos continentais e sedimentos junto à costa marinha. A sua grande dispersão deve-se à fácil mobilidade, por via do vento, água e insetos e também à natureza da parede dos esporos que é constituída por esporopolenina.

A expansão da investigação palinológica e o aumento da sua qualidade permitiram não só desenvolver a Sistemática, como abrir horizontes para aplicações onde o estudo dos esporos se pode envolver, nomeadamente na paleoecologia, paleoambientes, filogenia, paleoflorística e fitogeografia (Playford & Dettmann, 1996).

No sentido de melhor se compreender o estudo dos esporos na Paleopalinologia, apresentaremos de seguida, com base em Traverse (2007) e de Playford e Dettmann (1996), os ciclos de vida das plantas produtoras de esporos - Briófitas e Pteridófitas.

Plantas Briófitas

O conjunto de plantas que se encontram inseridas no grupo das briófitas são as hepáticas e os musgos. São plantas não-vasculares, que representam na escala evolutiva, a transição entre algas verdes (Thallophyta) e plantas vasculares (Pteridophyta e Anthophyta) (Fig. 4.2). As briófitas apresentam um tamanho bastante reduzido (máximo 40 cm) e têm grande dependência de ambientes com elevada humidade para que a reprodução se efetue. Este fator preponderante poderá explicar a transição, que ocorreu durante o Ordovícico, entre algas verdes marinhas e

plantas terrestres que sobreviveram ao novo ambiente, mais concretamente as plantas hepáticas (Wellman, 2003 in Traverse, 2007).

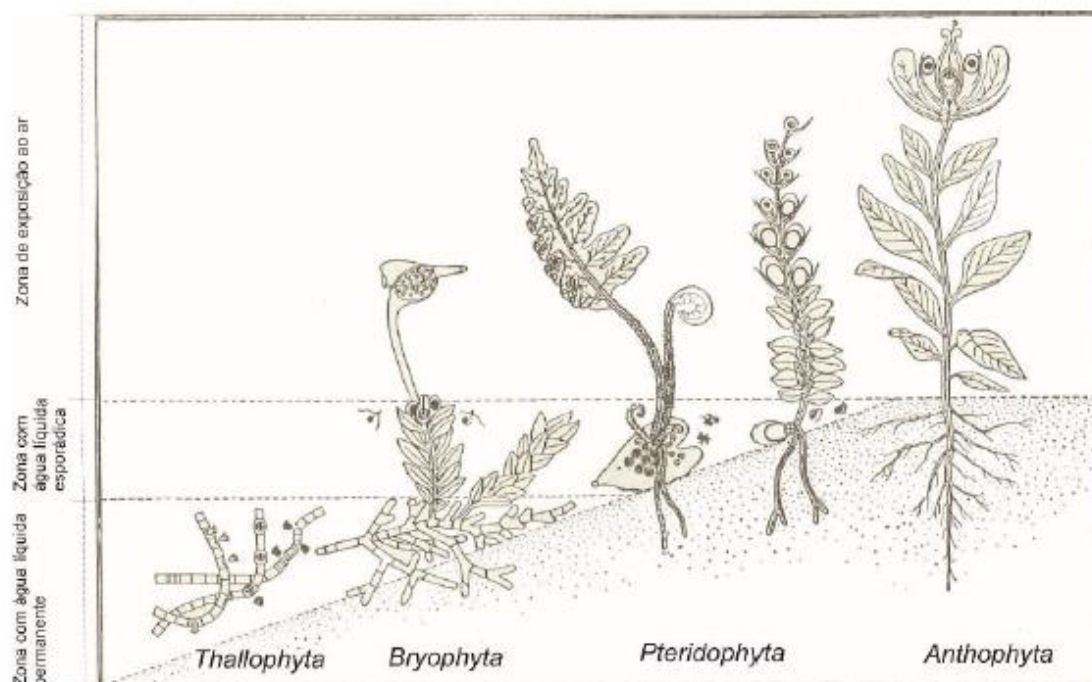


Fig. 4.2 – Representação esquemática da evolução do reino vegetal, das Talófitas (algas verdes) às plantas terrestres, designadamente as Briófitas, Pteridófitas e Angiospérmicas (Anthophyta), representando estas últimas o culminar da adaptação ao meio terrestre (Costa, 2015 adaptado de Verlag, 1974).

Enquanto as talófitas apresentam corpo indiferenciado (talo), a morfologia das briófitas possui estruturas diferenciadas: rizóides, caulóides e filóides. Os rizóides, estruturas filamentosas semelhantes às raízes, fixam a planta ao solo, às rochas ou aos troncos das árvores e absorvem a água e os sais minerais. Ao contrário das plantas vasculares, nas briófitas essa absorção ocorre praticamente em todo o corpo. O caulóide, semelhante ao caule das plantas vasculares, representa o eixo principal do corpo das briófitas. Os filóides, estruturas que se assemelham às folhas propriamente ditas, são bastante simples, com poucos tecidos diferenciados e desprovidos de vasos condutores (Fig. 4.3).

No ciclo de vida das briófitas, tal como ocorre em todos os vegetais, apresenta alternância de gerações, que corresponde a uma fase haploide (n), o gametófito, e uma fase diploide ($2n$), o esporófito. Nas briófitas, o gametófito representa a planta propriamente dita e assegura a produção dos gâmetas, e o esporófito representa a estrutura onde se produzem os esporos. Neste grupo de plantas, o gametófito (fase haploide) é mais desenvolvido que o esporófito (fase diploide). Na extremidade dos filóides, formam-se os órgãos reprodutores masculinos e femininos, denominados anterídio e arquegónio, respetivamente. No interior do anterídio formam-se vários anterozoides (gâmetas masculinos) que possuem dois filamentos, responsáveis pelo deslocamento até os arquegónios. Dentro de cada arquegónio existe uma oosfera. Da fecundação, surge o ovo

ou zigoto que se desenvolve na extremidade de um ramo feminino, dando origem ao esporófito (diplofase), que fica implantado sobre o gametófito (haplofase). O esporófito é constituído por uma haste fina e longa (seta ou pedúnculo), em cuja extremidade superior se encontra uma cápsula que contém o esporângio. Dentro do esporângio, encontram-se células mães dos esporos ($2n$) que, por meiose, dão origem a esporos em forma de tétradas, iniciando-se a fase haploide ou gametófito (Fig. 4.3).

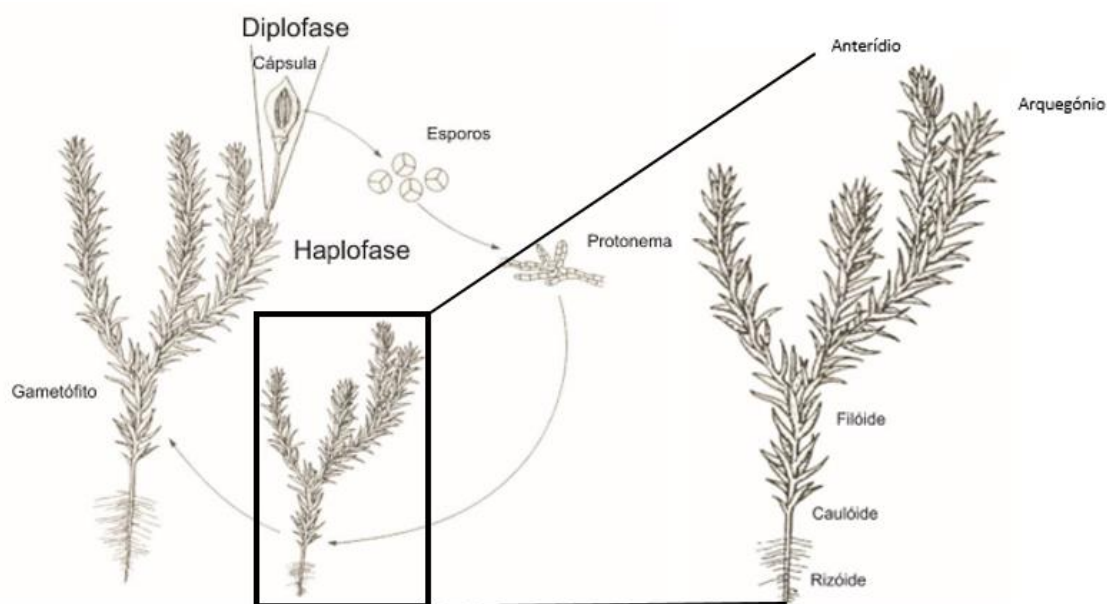


Fig. 4.3 – Ciclo de vida das briófitas e suas características morfológicas (adaptado de Playford & Dettmann, 1996).

Os esporos (n), quando se encontram em meio húmido apropriado, germinam e formam estruturas filamentosas denominadas protonemas que dão origem a novas briófitas. A água é um meio indispensável à reprodução destas plantas, uma vez que o encontro entre os gâmetas masculinos e femininos depende deste meio (Traverse, 2007).

Nestas plantas, os esporos são idênticos, ou seja, isósporos (ou homoesporos). Na maioria das vezes, os esporos das hepáticas apresentam marca trilete (estrutura primitiva dos esporos de embriófitas), que resultou do contacto na tétrada original com associação tetraédrica. No entanto, alguns esporos de hepáticas são monolete, ou seja, resultam do contacto na tétrada original com arranjo tetragonal (Fig. 4.4). Relativamente aos esporos dos musgos, por vezes apresentam marca trilete, em alguns casos monolete (Fig. 4.4) e, na maioria das vezes, alete (zona de contacto na tétrada inexistente). Os primeiros registos de esporos trilete surgem no Ordovícico Superior. Estes, provavelmente evoluíram para esporos com abertura monolete que, segundo Traverse (2007), terão surgido no Devónico Inferior (fig. 4.8). De referir, que os esporos de musgos são habitualmente de tamanho reduzido, a parede celular tem fraca durabilidade devido reduzida

quantidade de esporopolenina, pelo que são pouco propícios à fossilização (Traverse, 2007; Playford & Dettmann, 1996).

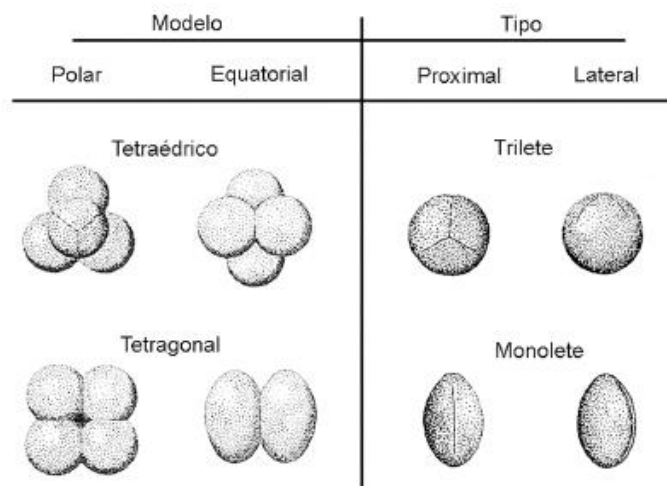


Fig. 4.4. – Formas de associação de esporos na tétrada (Castro, 2006 adaptado de Traverse, 1988).

Plantas Pteridófitas

As pteridófitas pertencem ao grupo de plantas criptogâmicas que apresentam vascularização, sendo assim morfológicamente mais complexas que as briófitas. O corpo da planta divide-se em raiz, caule e folhas bem diferenciados, sendo desprovidas de flores. À semelhança das briófitas, estão mais adaptadas aos ambientes húmidos, no entanto a sua dependência em relação à água é muito menor, quando comparadas com as plantas briófitas. As plantas que se inserem no grupo das pteridófitas são os fetos. As pteridófitas distribuem-se por grande parte dos ambientes terrestres, se bem que com diversos tipos de desenvolvimento. Atingem dimensões elevadas, maior diversidade de espécies e grande densidade florestal nas regiões tropicais situadas próximo da linha do equador, devido à maior humidade atmosférica e também às temperaturas características.

Em relação ao ciclo de vida das pteridófitas, observa-se um importante avanço evolutivo relativamente às briófitas que se traduz na predominância da diplófase ($2n$), representada pelo esporófito, sobre a haplófase (n), representada pelo gametófito. O esporófito corresponde à planta adulta, enquanto o gametófito, denominado protalo, reduz-se a uma estrutura verde cordiforme, quase microscópica, de pequena duração e na qual se produzem os gâmetas masculinos (anterozoides) e femininos (oosferas).

Na base das folhas, formam-se estruturas denominadas de soros onde se encontram os esporângios produtores de esporos, através de processos meióticos, formando tétradas. Quando os esporos se libertam e caem em solo favorável, cada esporo (haploide) origina o protalo (gametófito) que contém gametângios masculinos (anterídios) e femininos (arquegónios), onde se produzem os

gâmetas masculinos (anterozoides) e gâmetas femininos (oosfera), respetivamente. A água continua a desempenhar um papel fundamental na reprodução destas plantas, pois é na água depositada na base do protalo que os anterozoides se deslocam até aos arquegónios, onde se dá a fecundação gerando o ovo ou zigoto, iniciando-se assim a diplófase. Através de mitoses sucessivas origina-se o esporófito, ou seja, a planta propriamente dita (Fig. 4.5).

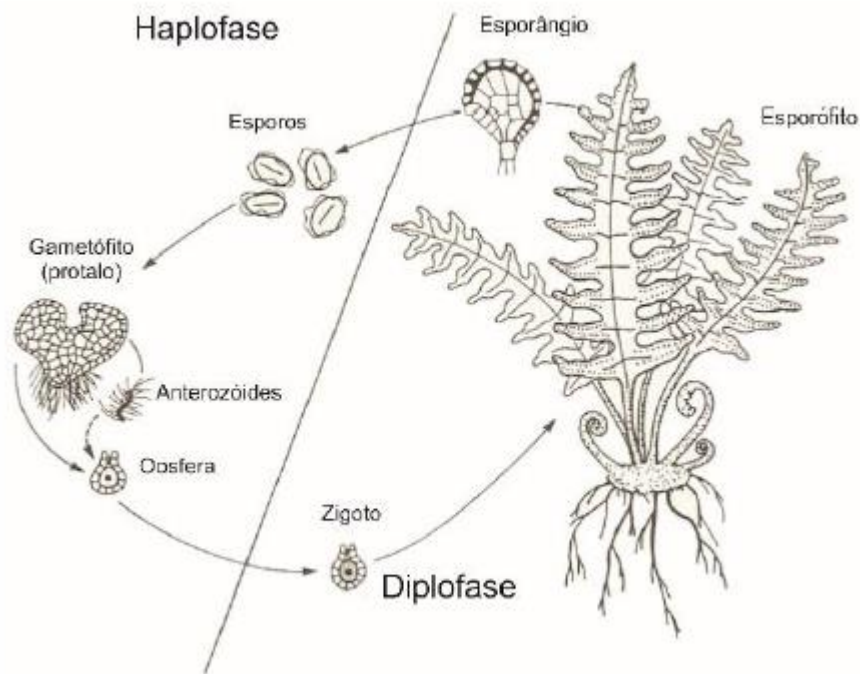


Fig. 4.5 – Ciclo de vida das pteridófitas (Costa, 2015 adaptado de Playford & Dettmann, 1996).

A maioria das pteridófitas, sendo isospóricas, seguem o ciclo reprodutor da fig. 4.4. Tal como as briófitas, a marca mais comum resultante da associação das tétradas é do tipo trilete embora também surjam monoletes e aletes. Existem pteridófitas que são heteroespóricas, que ajudam a compreender a evolução das plantas na transição para as fanerogâmicas (Traverse, 2007; Playford & Dettmann, 1996).

Morfologia e evolução dos esporos

Ao longo do processo evolutivo, os esporos foram-se diferenciando em múltiplas formas e tamanhos. Relativamente ao tamanho, podem variar entre 1 μm e 2 mm, sendo que a maioria dos esporos tem dimensões entre 50 e 100 μm (Tschudy & Scott, 1969 *in* Castro, 2006).

A forma do espora encontra-se relacionada com o modo como se posicionou com os restantes três esporos da tétrada original, que resultou da divisão meiótica da célula-mãe dos esporos no esporângio. As formas de associações mais comuns de esporos na tétrada são: tetraédrica e

tetragonal. Em relação à primeira, cada esporo está em contacto com os restantes três, através do polo proximal de cada um, dando origem aos esporos trilete. Em relação à tétrada tetragonal, cada esporo tem apenas duas zonas de contacto no polo proximal, gerando apenas uma única abertura retilínea que os separa, característica dos esporos monolete (Playford & Dettmann, 1996).

Os esporos tetraédricos apresentam uma morfologia com simetria radial quando observados na vista polar (proximal ou distal). Na vista equatorial (lateral) tomam uma forma biconvexa (Fig. 4.6). Em relação aos contornos (amb) que se observam nestes esporos podem assumir as formas circular, subcircular, triangular, convexa ou concavamente subtriangular (Playford & Dettmann, 1996).

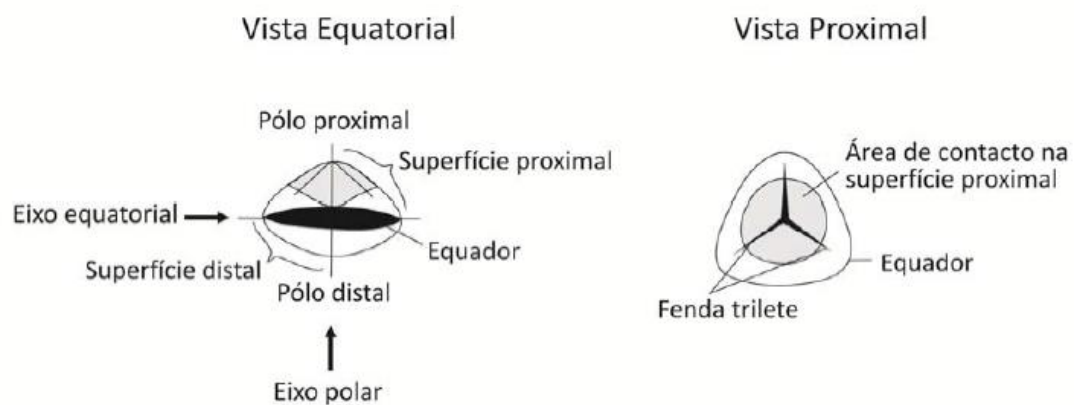


Fig. 4.6 – Morfologia e terminologia básica utilizada para os esporos trilete (Lopes, 2014, adaptado de Armstrong & Brasier, 2005).

Os esporos tetragonais são tipicamente elipsoidais ou em forma de feijão, com um contorno oval alongado ou, menos frequente, subcircular. Na vista equatorial são geralmente planoconvexos a ligeiramente concavoconvexos (Playford & Dettmann, 1996). O contorno, não sendo coincidente com a vista equatorial, constitui um elemento de observação muito relevante para a interpretação e classificação dos esporos.

As marcas registadas nos esporos estão associadas com as aberturas (*laesurae*), que no caso dos monolete apresentam uma única e no caso dos trilete três. Estas aberturas constituem uma estreita zona de fraqueza linear, situada na parede proximal do esporo, que permitiu a germinação e, por sua vez, o desenvolvimento do protalo. Os esporos alete não apresentam qualquer indicador de zonas de deiscência, resultado de não ter existido contacto entre os esporos da tétrada ou por terem sido separados por tecidos dos outros esporos. Existe outro tipo de esporos, como é o caso dos dilete, com duas aberturas, que poderão representar a transição entre os trilete e os monolete ou resultar de processos meióticos irregulares na formação das tétradas (Playford & Dettmann, 1996).

Dadas as características diferenciadas na constituição da estrutura das paredes (esporoderme) dos esporos e dos pólenes não deve ser utilizada a mesma terminologia. Enquanto para definir as camadas das paredes dos pólenes se utilizam os termos intina, exina e perina, para os esporos os termos apropriados são: endósporo, exósporo e perisporo. O endósporo é a camada celulósica mais interna que raramente sobrevive à fossilização ou aos procedimentos laboratoriais. O exosporo corresponde a uma ou um conjunto de camadas que tem na sua constituição esporopolenina. O perisporo é a camada externa ao exósporo e é constituída por materiais esporopoleninicos que são quimicamente mais instáveis que a camada exospórica (Playford & Dettmann, 1996).

A superfície externa da esporoderme, ou a superfície de cada uma das camadas que individualmente a constituem, podem apresentar uma textura lisa ou ornamentada. A ornamentação pode apresentar elementos salientes (protuberâncias) ou concavidades que podem assumir formas e dimensões diversas (Fig. 4.7).

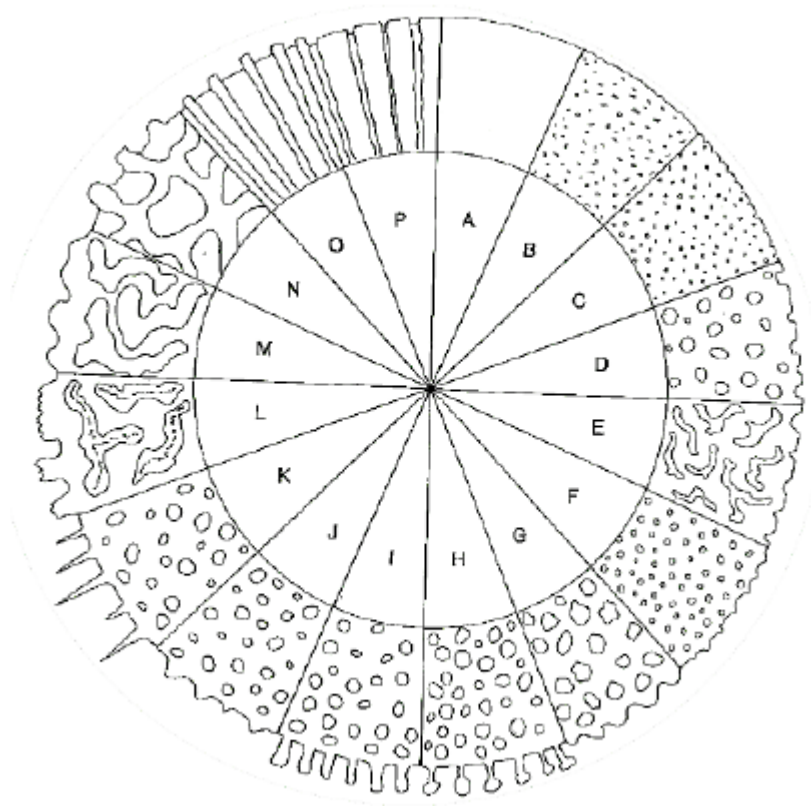


Fig. 4.7 – Diagrama esquemático das possíveis ornamentações das paredes dos esporos (A-Laevigado; B-Rugoso; C-Pontuado; D-Fóveolado; E-Vermiculado; F-Granulado; G-Verrucado; H-Pilado; I-Columelado; J-Conado; K-Espinhado; L-Cristado; M-Enrugado; N-Reticulado; O-Cicatrizado; P-Canaliculado) (adaptado de Playford & Dettmann, 1996).

A morfologia (estrutura e ornamentação) é o principal e mais objetivo critério de classificação taxonómica dos esporos fósseis (e.g. Playford & Dettman, 1996; Castro, 2006).

Assim, a descrição da forma, da simetria, da polaridade, bem como da ornamentação da exina é fundamental para a classificação dos esporos.

De referir, que muitas vezes os nomes dos géneros refletem a morfologia das formas a que estão associados. Por exemplo, o género *Cyclogranisporites* revela que o contorno é circular e que a esporoderme é do tipo *granulate*.

Muitas são as características que os esporos produzidos por briófitas ou pteridófitas repartem, tornando-se difícil distinguir se um esporo provém de uma ou de outra planta. Contudo, algumas tendências são discerníveis, como por exemplo o tipo e posição da abertura do esporo.

A abertura monolete ocorre em esporos de fetos, muito raramente em musgos e não ocorre em plantas hepáticas. A abertura trilete ocorre em todos os tipos de plantas briófitas e pteridófitas. Enquanto a abertura do esporo proveniente de fetos é consistentemente proximal, no caso das hepáticas e dos musgos pode ser distal ou proximal (Playford & Dettmann, 1996).

4.2.2 Pólenes

A palavra pólen deriva do latim que significa pó fino. Embora este termo nem sempre seja usado corretamente, a nível lexical, refere-se a um conjunto de estruturas que individualmente são chamadas grãos de pólen. Os grãos de pólen são estruturas reprodutoras pertencentes ao ciclo de vida das plantas que produzem semente, as quais constituem o grupo das fanerogâmicas, que inclui gimnospérmicas e angiospérmicas (Jarzen & Nichols, 1996).

Os primeiros registos fósseis de pólenes (pré-pólenes) remontam ao Devónico Superior-Carbonífero Inferior.

As plantas produtoras de grãos de pólen, nomeadamente as gimnospérmicas e angiospérmicas, representam o culminar da evolução do reino vegetal (Fig. 4.8).

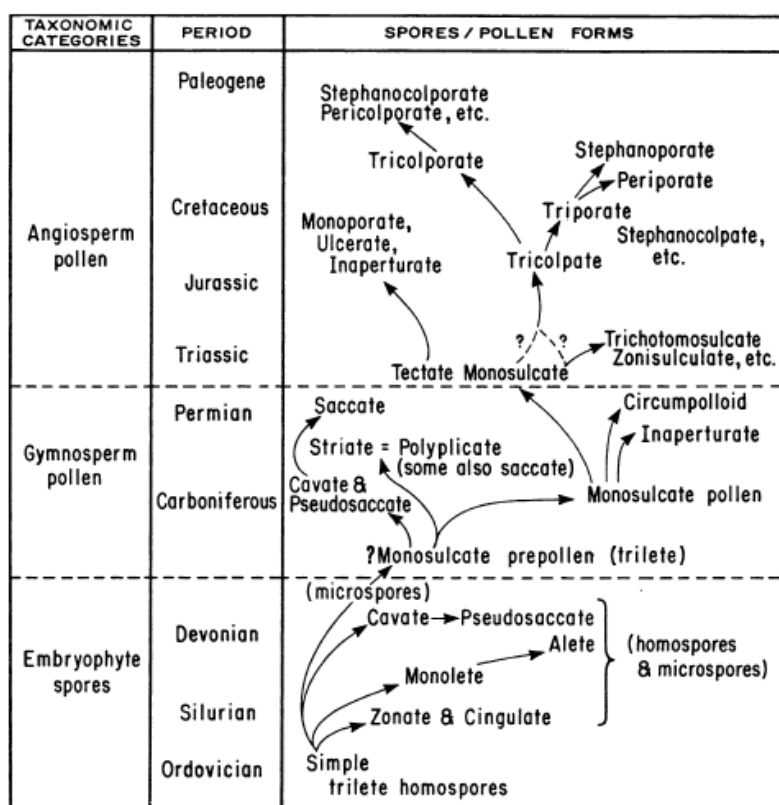


Fig. 4.8 - Prováveis linhas evolutivas da maioria dos tipos morfológicos de esporos e pólenes (Traverse, 2007).

A partir da Era Mesozóica, os pólenes expandiram-se em múltiplos e diversos biótipos que deixaram registo palinológico em depósitos terrestres relativamente recentes. Esta diversidade de plantas, principalmente de angiospérmicas (Tabela 4.1), proporciona aos paleopalinólogos uma grande abundância e diversidade de microfósseis de pólenes que podem ser utilizados para determinar sequências biostratigráficas, estabelecer correlações entre regiões geograficamente separadas e reconstruir paleoambientes (Jarzen & Nichols, 1996).

Tabela 4.1 – Comparação entre espécies descritas e estimadas dos vários grupos de plantas (Adaptado de Jarzen & Nichols, 1996).

Grupo	Espécies descritas	Espécies estimadas	Percentagem de descritas
Angiospérmicas	255 000	270 000	94
Gimnospérmicas	600	610	98
Pteridófitas	10 000	10 100	99
Briófitas	25 000	35 000	71

Seguidamente, apresenta-se uma breve caracterização dos ciclos de vida das plantas fanerogâmicas, para uma melhor compreensão do estudo palinológico dos pólenes.

Plantas gimnospérmicas e angiospérmicas

Estes dois grupos de plantas constituem, no seu conjunto, um supergrupo denominado fanerogâmicas (ou espermatófitas), que se distinguem dos restantes grupos do reino vegetal pela produção de flor e de semente. São plantas muito diferenciadas podendo atingir um elevado porte e cujo corpo é constituído por raiz, caule, folhas e flores.

A palavra *gimnospérmica* deriva do grego *gimnos* (nu) e *sperma* (semente). As gimnospérmicas possuem flores menos evoluídas (nuas) e unissexuadas (cones femininos e masculinos). São plantas adaptadas a climas temperados a frios. A palavra *angiospérmica* deriva do grego *angio* (vaso) e *sperma* (semente). O grupo das angiospérmicas é composto por plantas com sementes e frutos que se dispersam por praticamente todos os ambientes terrestres. Tal fica a dever-se à sofisticação da estrutura floral, da maior parte das angiospérmicas, sendo que cada flor é constituída por sépalas, pétalas, carpelos (estruturas femininas) e estames (estruturas masculinas), ou seja, é bissexuada, o que permite maior eficiência do processo de polinização.

A polinização é o processo de transporte dos grãos de pólen, desde os órgãos reprodutores masculinos até aos femininos. A velocidade e a eficiência desse transporte dependem de muitos fatores: a magnitude e densidade das correntes eólicas (anemófila), a presença de animais especializados nesse transporte (entomófila, no caso dos insetos), a ação dos cursos de água (hidrófila), as dimensões da própria planta e a densidade da cobertura vegetal onde estes processos ocorrem (Jarzen & Nichols, 1996). Primitivamente, no caso das gimnospérmicas, a polinização é feita fundamentalmente pelo vento. As angiospérmicas, para além da maior eficiência da estrutura da flor, desenvolvem processos de polinização muito especializados e diversificados, alguns com grande grau de sofisticação, que trazem consequências muito importantes para o sucesso da colonização dos ambientes terrestres por parte deste tipo de plantas.

Estas plantas, gimnospérmicas e angiospérmicas, apresentam alternância de gerações, sendo a geração esporófito (diplófase) dominante e a geração gametófito (haplófase) muito reduzida. Tanto nas gimnospérmicas como nas angiospérmicas a geração gametófito é representada pelo óvulo (gâmeta feminino) e pelo grão de pólen (gâmeta masculino). Ao longo da evolução das plantas, o progressivo desenvolvimento da geração esporófito acompanhado da regressão da geração gametófito correlaciona-se com a progressiva diferenciação morfológica e respetiva dispersão das espécies. Além disso, nestas plantas, a produção de heterosporos está também associada à complexidade do ciclo reprodutor, responsável pela produção de sementes e pela

diferenciação de sementes com fruto, nas angiospérmicas que lhes conferiu melhores condições adaptativas e consequente sucesso na colonização de múltiplos ambientes na Terra.

Nas gimnospérmicas, nos cones masculinos, as células-mãe dos grãos de pólen (microsporângios) produzem, por divisão meiótica quatro microsporos haploides, que se transformam em grãos de pólen. Quando transportados até aos cones femininos, ao dar-se o contacto com o óvulo, inicia-se a germinação, com a formação do tubo polínico, através de mitose. O contacto do tubo polínico com a oosfera gera o ovo ou zigoto, que por mitoses sucessivas dá origem a uma nova gimnospérmica diploide (Fig. 4.9).

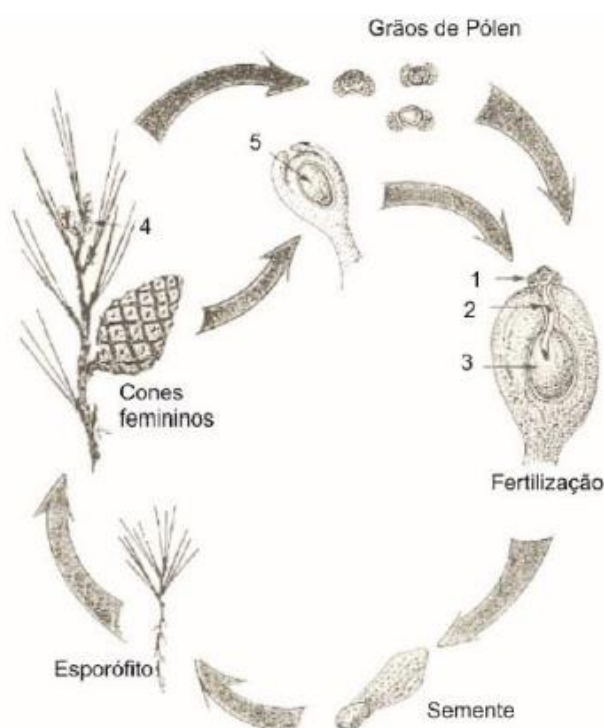


Fig. 4.9 – Ciclo de vida das gimnospérmicas. 1 – Grão de pólen; 2 – Tubo polínico; 3 – Oosfera; 4 – Cones masculinos; 5 – Óvulo (Costa, 2015, adaptado de Jarzen & Nichols, 1996).

No grupo das Angiospérmicas, o ciclo de reprodução apresenta alguma diferenciação em relação às gimnospérmicas, designadamente o facto de muitas das plantas angiospérmicas possuírem flores hermafroditas, o lhes dá uma maior eficácia em termos de polinização. Além disso, ao contrário das gimnospérmicas, produzem sementes, envolvidas pelo fruto.

Tipicamente as flores das angiospérmicas são formadas por cálice (sépalas), corola (pétalas), androceu (estames) e gineceu (carpelos). Os estames produzem sacos polínicos (microsporângios), que dão origem às células-mãe dos grãos de pólen. Estas, por meioses sucessivas, originam os grãos de pólen (microsporos). Nos carpelos, por meiose formam-se os

sacos embrionários (macrósporos), que por mitoses sucessivas dão origem a oosferas. Quando os grãos de pólen são libertos e transportados até aos carpelos, cada um deles germina, dando origem ao tubo polínico, onde se produzem dois gametas, um dos quais vai cruzar com um gameta feminino (oosfera) e dar origem a um ovo ou zigoto. O outro gameta masculino cruza com o mesocisto que, juntamente com o ovo originam a semente. Esta, ao encontrar condições ambientais favoráveis, produz um embrião que vem a dar origem a uma nova planta (Fig. 4.10).

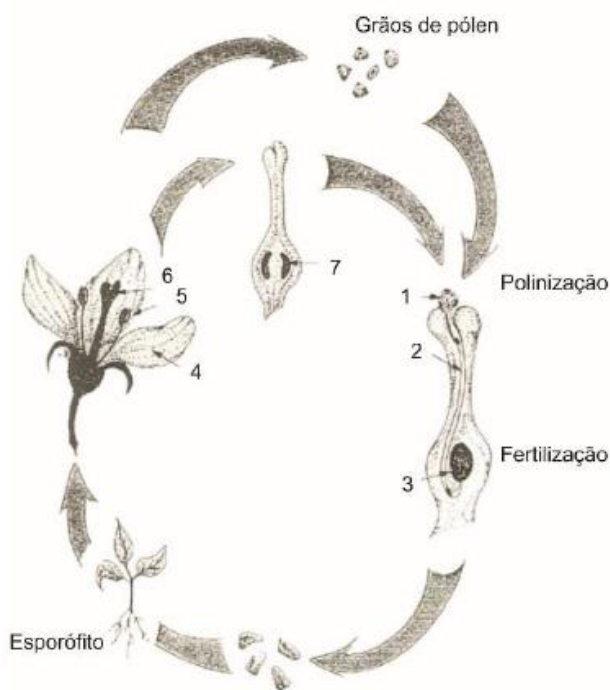


Fig. 4.10 – Ciclo de vida das angiospérmicas. 1 – Grão de pólen; 2 – Tubo polínico; 3 – Oosfera; 4 – Pétala; 5 – Estame; 6 – Estigma; 7 – Óvulo (Costa, 2015 adaptado de Jarzen & Nichols, 1996).

Assim, o longo percurso evolutivo dos seres vivos do Reino Vegetal permitiu a libertação do meio aquático. As plantas superiores atingiram um estado de desenvolvimento morfológico que lhes permite colonizar ambientes com pouca água, dada a sua estrutura radicular e o seu sistema vascular (floema e xilema) que as tornam bastante independentes. Além disso, desenvolveram processos reprodutores tão eficientes que permitem libertar-se da dependência da água, tão necessária às plantas inferiores.

Morfologia e evolução dos pólenes

As formas e os tamanhos dos grãos de pólen são muito variados. Relativamente ao tamanho, o diâmetro pode variar entre 6 e 200 μm , embora os valores mais comuns se encontrem compreendidos entre 25 e 50 μm (Borges, 2012). Os grãos de pólen são células masculinas, muito elaboradas na sua estrutura e eficientes na sua função de transporte e dispersão, transportando o gametófito, desde a antera até ao carpelo. Assim, a parede celular (exina), que envolve o protoplasma, apresenta um sistema de camadas complexo, que torna o grão de pólen muito

resistente. A exina, constituída por esporopolenina, organiza-se em duas camadas, uma interna (endexina) e outra externa (ectexina), que podem variar de dimensões relativas entre si. A endexina apresenta texturas diversas, podendo ser homogénea, granulosa ou lamelar, ser contínua ou desenvolver aberturas (Traverse, 1988 *in* Castro, 2006). O exterior da exina é constituído por uma camada base e projeções muito diferenciadas, importantes para a classificação dos pólenes (Fig. 4.11).

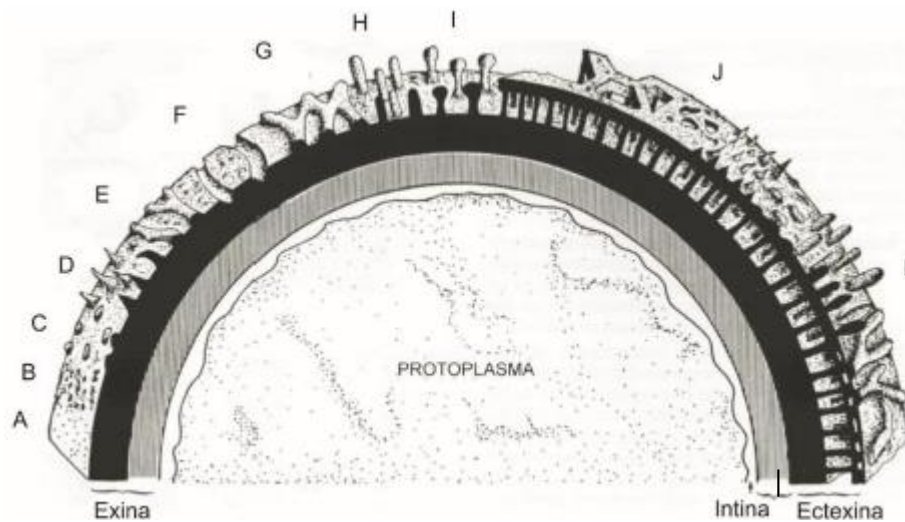


Fig. 4.11 - Representação simplificada da escultura e da estrutura da exina dos pólenes das angiospérmicas (A-Liso; B-Rugoso; C-Verrucado; D-Espinhado; E-Enrugado; F-Fossado; G-Reticulado; H-Columelado; I-Claviforme; J-Fóveolado; L-Elementos suprategmiais) (Costa, 2015, adaptado de Jarzen & Nichols *in* Jansonius & McGregor, 1996).

A exina na parte exterior apresenta também estruturas denominadas *colpos*, *sulcos* e/ou *poros*, que permitem a expansão do conteúdo celular do grão de pólen ao entrar no estigma do carpelo, com a formação do tubo polínico e posterior fecundação. A figura 4.12 esquematiza a vista polar e equatorial de um grão de pólen com colpo e poro.

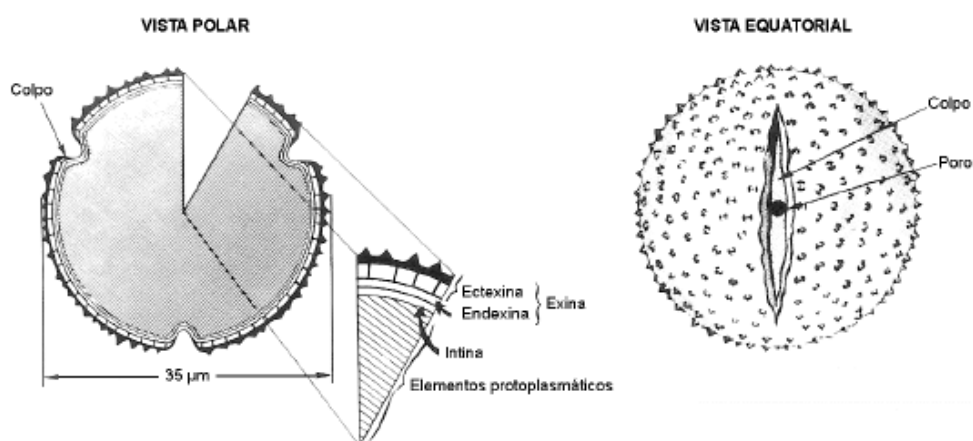


Fig. 4.12 – Representação esquemática das principais características morfológicas de um grão de pólen em vista polar e equatorial (Castro, 2006, adaptado de Traverse, 1988).

O *colpo* é uma abertura, na parede da exina, alongada e flexível (parte pode ser membranosa) que permite uma melhor acomodação da expansão do grão de pólen na fase de germinação. Embora não haja consenso entre os autores, pensa-se que a sua localização seja numa linha meridional que liga os polos e atravessa o equador do grão (Traverse, 2007). O *sulco* é uma abertura idêntica ao colpo, todavia em posição distal e não atravessa o equador do grão. Como Traverse (2007) afirma, tipicamente um polo está localizado no centro de um sulco. O *poro* apresenta tamanho, forma e distribuição mais ou menos uniformes e uma membrana geralmente mais fina que o resto da exina (Castro, 2006; Traverse, 2007).

Com base nas características destas estruturas, existem muitas classificações dos pólenes. Uma das mais utilizadas é a de Traverse (2007), que usou como critérios de classificação o tipo, número e posição das aberturas (Borges, 2012). Em seguida, apresentam-se os tipos de pólenes mais comuns da classificação do autor:

- *pólenes sacados* – apresentam um corpo central com pelo menos um saco; os monossacados têm um corpo central rodeado de um saco, enquanto os bissacados possuem um corpo central ladeado por dois sacos; os sacos dão firmeza ao grão de pólen e simultaneamente permitem uma maior capacidade de dispersão na água e no ar;
- *pólenes estriados* – pólenes com múltiplas estrias ou ténias, que dominam a superfície;
- *pólenes colpados/sulcados* – possuem na sua constituição um colpo/sulco (monocolpados/monosulcados) ou mais; muitos palinólogos não fazem a distinção, introduzida por Erdtman, entre estes dois grupos;
- *pólenes colporados* – distinguem-se dos pólenes colpados devido à abertura não se situar meridionalmente, mas segundo linhas que ligam os pólos;
- *pólenes porados* – pólenes com presença de poros na exina, que pode limitar-se a um único (monoporados), dois (diporados), três (triporados), mais ou menos isodiamétricos, ou um conjunto de poros que se espalham por toda a superfície do grão de pólen (periporados); de referir que os triporados são os pólenes mais comuns nas angiospérmicas;
- *pólenes inaperturados* – desprovidos de abertura germinativa, sendo em paleontologia muito difíceis de distinguir de outros microfósseis, como alguns acritarcas e quistos de dinoflagelados.

Segundo Traverse (2007), os microfósseis de grãos de pólen podem surgir sob a forma de mónodas (estruturas únicas, que são as mais comuns), quando a separação das tétradas foi completa. Surgem também sob a forma de díadas (pares), tétradas (quatro) ou de políadas (múltiplos de quatro), que correspondem a processos de separação inacabados.

Os pólenes sacados são característicos das gimnospérmicas (as angiospérmicas não os produzem), apresentando uma filogenia muito distribuída e uma estratigrafia persistente, quer sejam monossacados, bissacados ou, menos comuns, trissacados. Durante o Triásico Superior e o Jurássico, as associações palinológicas terrestres foram dominadas por pólenes monossacados e bissacados, conjuntamente com esporos provenientes de fetos (Jarzen & Nichols, 1996). Segundo Warrington (1996), uma das características a salientar nas associações palinológicas ao longo do Pérmico é a abundância de pólenes bissacados, incluindo pólenes bissacados estriados.

Para além dos sacados, as gimnospérmicas produzem pólenes inaperturados, monocolpados/monosulcados e estriados. Relativamente a estes últimos, ocorreram entre o Carbonífero Superior-Triásico Inferior, sendo que atingiram o pico de diversidade e proeminência numérico ao longo do Pérmico (Warrington, 1996). *Hamiapollenites*, *Protohaploxypinus* e *Striatopodocarpites* são exemplos de géneros de pólenes bissacados estriados, *Cycadopites* exemplo de pólen monocolpado e *Vittatina* de pólen estriado das gimnospérmicas (Jarzen & Nichols, 1996).

Existe uma grande variedade de pólenes produzidos pelas angiospérmicas. Quando em forma de mônadas, podem ser inaperturados, porados, colpados ou uma combinação entre colpados e porados (por exemplo, tricolporados). Existem numerosas combinações no arranjo e estrutura da abertura do grão de pólen nas angiospérmicas, mas na sua grande maioria são variações muito simples que derivam das morfologias básicas enunciadas (Jarzen & Nichols, 1996). Alguns palinólogos, tais como Cornet e também Pocock e Vasanthy, defendem que os primeiros pólenes produzidos por angiospérmicas datam do Triásico Superior. Todavia, devido à falta de evidências de megafósseis que corroboram a idade Triásica, o atual consenso em relação ao registo palinoestratigráfico indica que as angiospérmicas surgiram no Cretácico Inferior e não antes (Hughes, 1976; Hughes & McDougall, 1987 in Jarzen & Nichols, 1996).

4.2.3 Algas Verdes

Os palinomorfos mais antigos, com paredes resistentes e tamanhos, de acordo com a definição, remontam ao Pré-Câmbrico Superior e podem distinguir-se em: acritarcas, palinomorfos com flagelos e/ou protistas e restos de organismos que se presume terem sido algas (Traverse, 2007).

Devido à afinidade biológica entre algas verdes e acritarcas, alguns autores classificam algas verdes como acritarcas. Por exemplo, Wetzel (1933 in Colbath & Grenfell, 1995) apesar de ter considerado possíveis afinidades entre *taxa* de fósseis e *taxa* modernas de algas verdes e, tendo inclusive sido estabelecidas essas afinidades em trabalhos na década de 60, alguns autores persistem em associar os fósseis de algas prasinófitas a acritarcas (Colbath & Grenfell, 1995).

Em relação à sistemática, as algas verdes, segundo Tappan (1980 *in* Colbath & Grenfell, 1995) encontram-se inseridas na Divisão *Clorophyta*, dividindo-se em três Classes: *Prasinophyceae*, *Chlorophyceae* e *Zygnemaphyceae*.

As Prasinófitas pertencem à classe mais primitiva de algas verdes das que se encontram documentadas (Fig. 4.13). Relativamente ao ciclo de vida, apresentam uma fase móvel, que corresponde à parte sexual, e uma não móvel, correspondente à parte assexuada (fase de enquistamento). Os quistos resistentes (*phycoma*) são produzidos na fase assexuada, podendo ser preservados nos sedimentos, uma vez que as suas paredes apresentam características químicas que permitem a sua preservação por milhões de anos (Colbath & Grenfell, 1995; Guy-Ohlson, 1996 e Armstrong & Brasier, 2005 *in* Lopes, 2013). O *phycoma* caracteriza-se por ser esférico e perfurado, podendo apresentar ornamentação nas suas paredes. É também o único registo fóssil preservado nas algas prasinófitas (Guy-Ohlson, 1996; Armstrong & Brasier, 2005 *in* Lopes, 2013).

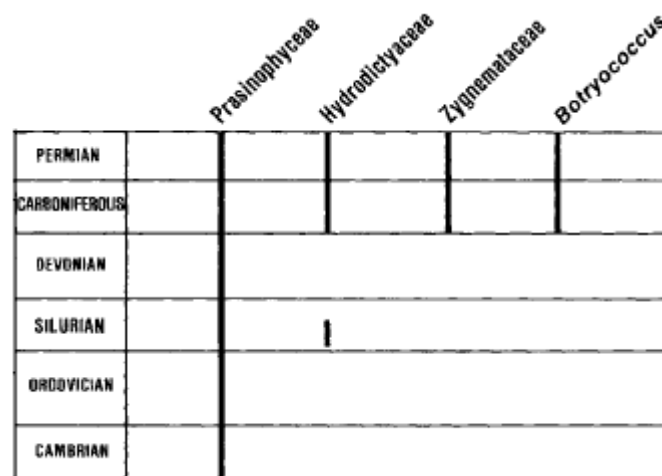


Fig. 4.13 – Distribuição estratigráfica das algas verdes ao longo do Paleozoico (Colbath & Grenfell, 1995).

Apesar de existir um registo estratigráfico contínuo até à atualidade, aparentemente haveria uma maior diversidade de prasinófitas ao longo do Paleozóico (Tappan, 1980 *in* Colbath & Grenfell, 1995). Estas algas podem ser encontradas tanto ambientes marinhos como em ambientes de água doce (Norris, 1980 *in* Colbath & Grenfell, 1995).

As algas Zignematófitas são seres unicelulares filamentosos (Grenfell, 1995). A reprodução sexual ocorre por conjugação de tubos (geralmente entre filamentos adjacentes e raramente entre células do mesmo filamento), onde os gâmetas se fundem e formam zigotos (Hoshaw & McCourt, 1988 *in* Colbath & Grenfell, 1995). Os zigotos desenvolvem-se e dão origem a zigósporos, que exibem diversas camadas na parede em que pelo menos uma é esporopolenina (Simons *et al.*,

1982 in Colbath & Grenfell, 1995). Estudos relativos a algas zignematófitas existentes corroboram a ideia de que se adaptam a um leque muito extenso de habitats hidro-terrestres, no entanto a maioria das espécies prefere ambientes fluviais e lacustres. A presença e abundância de fósseis de zignematófitas são potenciais indicadores de paleoambientes (Grenfell, 1995). O registo fóssil destas algas encontra-se desde o Carbonífero até à atualidade.

Ainda existe uma variedade de géneros de palinomorfos, nomeadamente de acritarcas e fungos, que, devido às suas afinidades biológicas com as algas verdes se discute a qual dos grupos pertencem. Por exemplo, inicialmente existiu a dúvida se o género *Reduviasporonites* era de origem fúngica ou se pertencia às algas verdes. Segundo Foster *et al.* (2002), através de análise geoquímicas a espécies de *Reduviasporonites* (onde se inclui a *chalastus*, presente neste estudo) comprovou-se que a origem provinha de algas verdes.

4.3 Sistemática e Taxonomia

Os termos palinológicos aplicados neste trabalho seguem as terminologias utilizadas em Punt *et al.*, (1994) e no Glossário de Palinologia do LNEG (Pereira, 2010), recomendadas por Commission Internationale de Microflore du Paleozoique (CIMP). O conjunto de estampas que se encontra presente neste trabalho foi elaborado, do ponto de vista taxonómico, segundo a classificação supragenérica de esporos e pólenes de Potonié & Kremp (1954), Dettmann (1963) e Smith & Butterworth (1967).

De referir que, todos os géneros pertencentes à mesma Infraturma foram ordenados por ordem alfabética, assim como todas as espécies de um mesmo género.

Anteturma PROXIMEGERMINANTES R. Potonié, 1970

Turma TRILETES Reinsch, 1881 emend. Dettmann, 1963

Suprasubturma ACAVATITRILETES Dettmann, 1963

Subturma AZONOTRILETES Luber, 1935 emend. Dettmann, 1963

Infraturma LAEVIGATI Bennie & Kidston, 1886 emend. R. Potonié, 1956

Género *Calamospora* Schopf, Wilson & Bentall, 1944

Espécie-tipo: *Calamospora hartungiana* Schopf in Schopf, Wilson & Bentall, 1944

Calamospora obscura Peppers, 1964.

(estampa 1, foto 1)

Calamospora rugosa (Ibrahim) Schopf, Wilson & Bentall, 1944

(estampa 1, fotos 2 e 3)

Calamospora sp.

(estampa 1, fotos 4 e 5)

Género *Leiotriletes* Naumova emend. Potonié & Kremp, 1954

Espécie-tipo: *Leiotriletes sphaerotriangulus* Loose 1932 emend. R. Potonié & Kremp, 1955

Leiotriletes sp.

(estampa 1, fotos 6 e 7)

Género *Punctatisporites* Ibrahim, 1933 emend. Potonié & Kremp, 1954

Espécie-tipo: *Punctatisporites punctatus* Ibrahim, 1933

Punctatisporites sp.

(estampa 1, fotos 8, 9 e 10)

Género *Retusotriletes* Naumova emend. Streel 1964

Espécie-tipo: *Retusotriletes simplex* Naumova, 1953 emend. R. Potonié, 1958

Retusotriletes sp.

(estampa 1, foto 11)

Infraturma APICULATI Bennie & Kidston, 1886 emend. R Potonié, 1956

Subinfraturma GRANULATI Dybová & Jachowicz, 1957

Género *Cyclogranisporites* R. Potonié & Kremp, 1954

Espécie-tipo: *Cyclogranisporites leopoldii* Kremp, 1952 emend. R. Potonié & Kremp, 1954

Cyclogranisporites sp.

(estampa 1, foto 12; estampa 2, fotos 1, 2 e 3)

Género *Microgranulatisporites*

Microgranulatisporites sp.

Subinfraturma VERRUCATI Dybová & Jachowicz, 1957

Género *Verrucosisporites* Ibrahim, 1933 emend. Smith & Butterworth 1967

Espécie-tipo: *Verrucosisporites verrucosus* Ibrahim, 1933

Verrucosisporites andersonii (Anderson) Backhouse, 1988

Verrucosisporites morulatus (Knox) emend. Smith & Butterworth, 1967

(estampa 2, foto 4)

Verrucosisporites sp.

(estampa 2, foto 5)

Subinfraturma NODATI Dybová & Jachowicz, 1957

Género *Acanthotriletes* Naumova ex Potonié & Kremp, 1954

Espécie-tipo: *Acanthotriletes cilianus* (Knox) Potonié & Kremp, 1954

Acanthotriletes tereteangulatus Balme & Hennelly, 1956

(estampa 2, foto 6)

Acanthotriletes sp.

(estampa 2, foto 7)

Género *Apiculatisporis* R. Potonié & Kremp, 1956

Espécie-tipo: *Apiculatisporis aculeatus* Ibrahim emend. R. Potonié, 1956

Apiculatisporis sp.
(estampa 2, foto 8)

Género *Brevitriletes* Bharadwaj & Srivastava, 1969
Espécie-tipo: *Brevitriletes communis* Bharadwaj & Srivastava, 1969

Brevitriletes cornutus Balme & Hennelly emend. Backhouse, 1991
(estampa 2, fotos 9 e 10)

Brevitriletes sp.
(estampa 2, foto 11)

Género *Procoronospora* Butterworth & Williams emend. Smith & Butterworth, 1967
Espécie-tipo: *Procoronospora ambigua* Butterworth & Williams, 1958

Procoronospora spinosa (Anderson) Backhouse, 1991
(estampa 2, foto 12)

Subinfraturma BACULATI Dybová & Jachowicz, 1957

Género *Baculatisporites* Thompson & Pflug, 1953
Espécie-tipo: *Baculatisporites primarius* Wolff 1934

Baculatisporites bharadwaj Hart, 1963b
(estampa 3, foto 1)

Baculatisporites sp.
(estampa 3, fotos 2 e 3)

Género *Horriditriletes* Bharadwaj & Salujha, 1964
Espécie-tipo: *Horriditriletes curvibaculosus* Bharadwaj & Salujha, 1964

Horriditriletes brevis Bharadwaj & Salujha, 1964
(estampa 3, foto 4)

Horriditriletes curvibaculosus Bharadwaj & Salujha, 1964
(estampa 3, foto 5)

Horriditriletes ramosus (Balme & Hennelly, 1956) Bharadwaj & Salujha, 1964
(estampa 3, fotos 6 e 7)

Horriditriletes tereteangulatus (Balme & Hennelly, 1956) Backhouse 1991
(estampa 3, fotos 8, 9 e 10)

Horriditriletes sp.

Género *Microbaculispora* Bharadwaj, 1962

Microbaculispora cf *trisina* (Balme & Hennelly) Anderson, 1977
(estampa 3, fotos 11 e 12)

Microbaculispora sp.
(estampa 4, fotos 1 e 2)

Suprasubturma LAMINATITRILETES Smith & Butterworth, 1967

Subturma ZONOLAMINATITRILETES Smith & Butterworth, 1967
Infraturma CINGULICAVATI Smith & Butterworth, 1967

Género *Indotriradites* Tiwari emend. Foster, 1979
Espécie-tipo: *Indotriradites korbaensis* Tiwari, 1964

Indotriradites niger (Segroves) Backhouse, 1991
(estampa 4, foto 3)

Género *Gondisporites* Bharadwaj, 1962
Espécie-tipo: *Gondisporites raniganjensis* Bharadwaj, 1962

Gondisporites raniganjensis Bharadwaj, 1962
(estampa 4, foto 4 e 5)

Gondisporites sp.

Suprasubturma PSEUDOSACCITRILETES Richardson, 1965
Infraturma MONOPSEUDOSACCITI Smith & Butterworth, 1967

Género *Krauselisporites* Leschik emend. Scheuring, 1974
Espécie-tipo: *Krauselisporites dentatus* Leschik, 1955

Krauselisporites sp.
(estampa 4, foto 6)

Género *Endosporites* Wilson & Coe, 1940
Espécie-tipo: *Endosporites ornatus* Wilson & Coe, 1940

Endosporites globiformis (Ibrahim) Schopf, Wilson & Bentall, 1944

Turma MONOLETES Ibrahim, 1933
Suprasubturma ACAVATOMONOLETES Dettmann, 1963
Subturma AZONOMONOLETES Lubert, 1935
Infraturma LAEVIGATOMONOLETI Dybová & Jachowicz, 1957

Género *Laevigatosporites* Ibrahim, 1933 emend. Schopf, Wilson & Bentall, 1944
Espécie-tipo: *Laevigatosporites vulgaris* (Ibrahim, 1932) Ibrahim, 1933 [DO]

Laevigatosporites callosus Balme, 1970
(estampa 4, fotos 7 e 8)

Laevigatosporites colliensis (Balme & Hennelly) Venkatachala & Kar, 1968
(estampa 4, fotos 9 e 10)

Laevigatosporites flexus Segroves, 1970
(estampa 4 fotos 11 e 12)

Laevigatosporites vulgaris (Ibrahim, 1932) Ibrahim, 1933
(estampa 5, fotos 1 e 2)

Laevigatosporites sp.

Infraturma SCULPATOMONOLETI Dybová & Jachowicz, 1957

Género *Columinisporites* Peppers, 1964

Espécie-tipo: *Columinisporites ovalis* Peppers, 1964

Columinisporites sp.
(estampa 5, fotos 3, 4, 5, 6, 7 e 8)

Género *Polypodiisporites* Potonié & Gelletich emend. Khan & Martin, 1971

Espécie-tipo: *Polypodiisporites favus* (Potonié) Potonié 1934

Polypodiisporites sp.
(estampa 5, foto 9)

Turma ALETES Ibrahim, 1933

Suprasubturma ACAMERATALETES Razzo, 1935 MS

Subturma AZONALETES Luber emend. Potonié & Kremp, 1954

Infraturma PSILONAPITI Erdtman, 1954

Género *Fabasporites* Sullivan, 1964

Espécie-tipo: *Fabasporites pallidus* Sullivan, 1964

Fabasporites sp.
(estampa 5, fotos 10 e 11)

Anteturma VARIEGERMINANTES R. Potonié, 1970

Turma SACCITES Erdtman, 1947

Subturma MONOSACCITES Chitaley, 1951 emend. R. Potonié & Kremp, 1954

Infraturma TRILETESSACCITI Leschik, 1955

Género *Cannanoropollis* Potonié & Sah, 1960

Espécie-tipo: *Cannanoropollis janakii* Potonié & Sah, 1960

Cannanoropollis janakii Potonié & Sah, 1960
(estampa 5, foto 12; estampa 6, fotos 1, 2, 3 e 4)

Cannanoropollis sp.

Género *Plicatipollenites* Lele, 1964

Espécie-tipo: *Plicatipollenites gondwanensis* (Balme & Hennelly) Lele, 1964

Plicatipollenites gondwanensis (Balme & Hennelly) Lele, 1964
(estampa 6, fotos 5 e 6; estampa 7, foto 1)

Plicatipollenites sp.

Infraturma STRIASACCITI Bharadwaj, 1962

Género *Striomonosaccites* Bharadwaj, 1962

Espécie-tipo: *Striomonosaccites ovatus* Bharadwaj, 1962 [DO]

Striomonosaccites ovatus Bharadwaj, 1962
(estampa 7, fotos 2, 3 e 4)

Striomonosaccites sp.

Infraturma VESICULOMONORADITI Pant, 1954

Género *Caheniasaccites* Bose & Kar, 1966

Espécie-tipo: *Caheniasaccites flavatus* Bose & Kar, 1966

Caheniasaccites ovatus Bose & Kar, 1966
(estampa 7, foto 5)

Caheniasaccites sp.
(estampa 7, foto 6)

Infraturma ALETESACCITI Leschik, 1955

Género *Florinites* Schopf, Wilson & Bentall 1944

Espécie-tipo: *Florinites pellucidus* (Wilson & Coe) Wilson, 1958

Florinites eremus Balme & Hennelly, 1955
(estampa 7, foto 7)

Florinites sp.

Subturma DISACCITES Cookson, 1947

Infraturma DISACCITRILETI Leschik, 1955

Género *Limitisporites* Leschik emend. Klaus, 1963

Espécie-tipo: *Limitisporites rectus* Leschik, 1956 [DO]

Limitisporites monstruosus (Luber in Luber & Waltz) Hart, 1965
(estampa 7, foto 8)

Limitisporites rectus Leschik, 1956
(estampa 7, foto 9)

Limitisporites sp.
(estampa 8, foto 1)

Infraturma DISACCIATRILETI Leschik emend. Potonié, 1958

Género *Alisporites* Daugherty, 1941 emend. Jansonius, 1971

Espécie-tipo: *Alisporites opii* Daugherty, 1941

Alisporites landianus
(estampa 8, foto 2)

Alisporites maximus
(estampa 8, foto 3 e 4)

Alisporites plicatus

(estampa 8, foto 5)

Alisporites potoniei (Lakhanpal, Sah & Dube) Somers, 1968
(estampa 8, foto 6 e 7)

Alisporites ovatus (Balme & Hennelly) Jansonius, 1962
(estampa 8, foto 8 e 9)

Alisporites sp.

Género *Falcisporites* Leschik emend Klaus, 1963
Espécie-tipo: *Falcisporites zapfei* Potonié & Klaus

Falcisporites nuthallensis Clarke, comb.nov.
(estampa 9, foto 1 e 2)

Falcisporites sp.

Género *Platysaccus* Naumova, 1939 ex Ishchenko, 1952
Espécie-tipo: *Platysaccus papilionis* R. Potonié & Klaus, 1954

Platysaccus papilionis R. Potonié & Klaus, 1954
(estampa 9, fotos 3, 4 e 5)

Platysaccus sp.

Infraturma STRIATITI

Género *Corisaccites* Venkatachala & Kar, 1966
Espécie-tipo: *Corisaccites alutas* Venkatachala & Kar, 1966

Corisaccites alutas Venkatachala & Kar, 1966
(estampa 9, fotos 6, 7 e 8)

Corisaccites sp.

Género *Hamiapollenites* Wilson, 1962 emend. Tschudy & Kosanke, 1966
Espécies-tipo: *Hamiapollenites saccatus* Wilson, 1962

Hamiapollenites fusiformis (Marques-Toigo) emend. Archangelsky & Gamero, 1979
(estampa 10, foto 1)

Hamiapollenites insolitus Bharadwaj & Salujha
(estampa 10, fotos 2 e 3)

Hamiapollenites karrooensis (Hart, 1963) Hart 1964
(estampa 10, foto 4)

Hamiapollenites sp.
(estampa 10, foto 5)

Género *Lueckisporites* Potonié & Klaus, 1954 emend. Jansonius, 1962
Espécie-tipo: *Lueckisporites virkkiae* Potonié & Klaus, 1954

Lueckisporites virkkiae Potonié & Klaus, 1954
(estampa 10, foto 6)

Género *Lunatisporites* Leschik, 1955 emend. Madler, 1964

Espécie-tipo: *Lunatisporites acutus* Leschik, 1955

Lunatisporites cf nubilus (Leschik)

Lunatisporites variesectus Archangelsky & Gamero, 1979

(estampa 10, foto 7)

Lunatisporites sp.

(estampa 10, foto 8)

Género *Protohaploxylinus* Samoilovich, 1953 emend. Morbey, 1975

Espécie-tipo: *Protohaploxylinus latissimus* (Luber in Luber & Waltz, 1941) Samoilovich, 1953

Protohaploxylinus amplus (Balme & Hennelly, 1955) Hart, 1964

(estampa 10, foto 9)

Protohaploxylinus cf goraiensis (Potonié & Lele) Hart, 1964

(estampa 10, foto 10)

Protohaploxylinus hartii Foster, 1979

(estampa 11, foto 1)

Protohaploxylinus limpidus (Balme & Hennelly, 1955) Balme & Playford, 1967

(estampa 11, fotos 2, 3 e 4)

Protohaploxylinus rugatus Segroves, 1969

(estampa 11, fotos 5 e 6)

Protohaploxylinus sp.

Género *Striatoabieites* Zoricheva & Sedova ex Sedova, 1956 emend. Hart, 1964

Espécie-tipo: *Striatoabieites brickii* Sedova, 1956

Striatoabieites multistriatus (Balme & Hennelly, 1955) Hart, 1964

(estampa 11, fotos 7, 8 e 9)

Género *Striatopodocarpites* Zoricheva & Sedova ex Sedova, 1956 emend. Hart, 1964

Espécie-tipo: *Striatopodocarpites tojmensis* Sedova, 1956

Striatopodocarpites cancellatus (Balme & Hennelly) Hart, 1963

(estampa 11, fotos 10 e 11; estampa 12, foto 1)

Striatopodocarpites fusus (Balme & Hennelly) Potonié, 1958

(estampa 12, fotos 2 e 3)

Striatopodocarpites gondwanensis Lakhanpal, Sah & Dube emend. Hart, 1964

(estampa 12, foto 4)

Striatopodocarpites sp.

Turma PLICATES Naumova, 1939 emend. Potonié, 1960

Subturma COSTATES Potonié, 1970
Infraturma COSTATI Jansonius, 1962

Género *Vittatina* Luber ex Samoilovich emend. Wilson, 1962
Espécie-tipo: *Vittatina subsaccata* Samoilovich ex Wilson, 1962

Vittatina costabilis
(estampa 12, fotos 5 e 6)

Vittatina densa Anderson, 1977
(estampa 12, foto 7)

Vittatina fasciolata (Balme & Hennelly) Bharadwaj, 1962
(estampa 12, foto 8)

Vittatina foveolata Tschudy & Kosanke, 1966
(estampa 12, fotos 9 e 10)

Vittatina scutata (Balme & Hennelly) Bharadwaj, 1962
(estampa 12, foto 11; estampa 13, foto 1)

Vittatina sp.

Género *Weylandites* Bharadwaj & Srivastava, 1969
Espécie-tipo: *Weylandites lucifer* (Bharadwaj & Salujha, 1964) Foster, 1975

Weylandites lucifer (Bharadwaj & Salujha, 1964) Foster, 1975
(estampa 13, fotos 3, 4, 5 e 6)

Weylandites magnus (Bose & Kar) Backhouse, 1991
(estampa 13, fotos 7 e 8)

Weylandites sp.

Subturma PRAECOLPATES Potonié & Kremp, 1954
Infraturma PRAECOLPATI Potonié & Kremp, 1954

Género *Gnetaceaepollenites* Thiergart, 1938
Espécie-tipo: *Gnetaceaepollenites ellipticus* Thiergart, 1938

Gnetaceaepollenites sinuosus (Balme & Hennelly) Bharadwaj, 1962
(estampa 13, fotos 9, 10, 11 e 12)

Género *Marsupipollenites* (Balme & Hennelly) emend. Balme, 1970
Espécie-tipo: *Marsupipollenites triradiatus*, Balme & Hennelly, 1956

Marsupipollenites striatus (Balme & Hennelly) Foster, 1975
(estampa 14, fotos 1 e 2)

Marsupipollenites triradiatus (Balme & Hennelly), 1956
(estampa 14, fotos 3 e 4)

Marsupipollenites sp.

Subturma MONOCOLPATES Iverson & Troels-Smith, 1950
Infraturma QUASILAEVIGATI Potonié, 1970
Género *Cycadopites* Wodehouse, 1933
Espécie-tipo: *Cycadopites follicularis* Wilson & Webster, 1946

Cycadopites cymbatus (Balme & Hennelly) Hart, 1965
(estampa 14, fotos 5, 6 e 7)

Cycadopites sp.

A classificação supragenérica das algas verdes neste trabalho foi baseada no sistema de classificação descrito por Tappan (1980) modificado por Colbath & Grenfell (1995).

Divisão CLOROPHYTA Pascher 1914

Género *Reduviasporonites* Wilson, 1962 emend.
Espécie-tipo: *Reduviasporonites catenulatus* Wilson 1962

Reduviasporonites chalastus (Foster) Elsik, 1999
(estampa 15, fotos 6 e 7)

Classe PRASINOPHYCEAE Christensen 1962

Família LEIOSPHAERIDIACEAE Timofeev 1956 emend. Mäddler 1963

Género *Leiosphaeridia* Eisenack, 1958

Leiosphaeridia sp.
(estampa 14, fotos 8 e 9; estampa 15, fotos 1 e 2)

Classe ZYGNEMAPHYCEAE Round 1971
Ordem ZYGNEMATALES Borge & Pascher 1931

Família ZYGNEMATACEAE Kützing 1898

Género *Peltacystia* Balme & Segroves, 1966
Espécie-tipo: *Peltacystia venosa* Balme & Segroves, 1966

Peltacystia venosa Balme & Segroves, 1966
(estampa 15, fotos 3, 4 e 5)

Género *Tetraporina* Naumova ex Bolkhovitina, 1953
Espécie-tipo: *Tetraporina antiqua* Naumova, 1950

Tetraporina horologia (Staplin) Playford, 1963
(estampa 15, foto 8)

4.4 Análise do material palinológico e interpretação dos resultados

Neste capítulo serão apresentados os resultados da análise quantitativa e qualitativa do material palinológico que se encontra nas amostras que foram recolhidas da sondagem ETA 75. Como foi descrito no Capítulo 3 – Materiais e métodos, primeiramente, com o auxílio de um microscópio de luz transmitida, observaram-se e classificaram-se os palinomorfos, de forma a identificar as diferentes *taxa*. Esta identificação permitiu diferenciar e quantificar os espécimes de cada grupo palinológico e sua distribuição ao longo da sondagem, bem como analisar a quantidade e qualidade de cada género ou espécie presente na mesma. Num segundo nível de análise foi possível proceder à identificação e classificar as associações presentes na bacia através de correlações paleogeográficas com esquemas biozonais de outros estudos referentes a bacias pertencentes ao Supergrupo do Karoo. Foi dada maior relevância aos estudos das sondagens realizadas na zona de Moatize-Minjova, nomeadamente a sondagem ETA 65 (Lopes *et al.*, 2014), ETA 72 (Pereira *et al.*, 2014), DW 123 e DW321 (Pereira *et al.*, 2015) e ETA 15 e ETA 71 (Costa, 2015).

As análises qualitativas e quantitativas do conteúdo palinológico seguiram diretrizes específicas, que estão detalhadamente descritas no Capítulo 3 – Materiais e métodos, de forma que o estudo realizado fosse cientificamente aceite e apresentasse resultados coerentes. Para que o conjunto palinológico estudado representasse o total de palinomorfos que se encontram nas amostras, foi estabelecido um valor máximo de 200 palinomorfos observados e classificados para cada lâmina. Observou-se um máximo de duas lâminas por amostra com o objetivo de se atingir os espécimes pretendidos. No total, identificaram-se 1853 espécimes que se distribuem por 48 géneros e 64 espécies. Foram calculadas as frequências absolutas e relativas de todos os palinomorfos identificados, assim como as distribuições relativas dos diferentes grupos palinológicos identificados ao longo da sondagem.

A distribuição quantitativa e qualitativa dos palinomorfos permitiu definir uma única associação para os sedimentos que a sondagem ETA 75 intersecta, baseando-se maioritariamente na abundância relativa e nas primeiras ocorrências de *taxa* mais relevantes. (Pereira *et al.*, 2015).

Foi adotada a terminologia de R – Raro ($\leq 1,5\%$), C – Comum ($1,5\% < C < 10\%$) e A – Abundante ($\geq 10\%$) para descrever a informação obtida referente à abundância relativa de cada *taxa* (adaptado de Balme, 1970).

4.4.1 Análise quantitativa dos grupos supragenéricos

As quinze amostras analisadas para fins palinológicos revelaram que, na sua maioria, o conteúdo palinológico era significativo apesar de se encontrar um pouco degradado. Amostras que apresentassem uma abundância absoluta inferior a dez palinomorfos não degradados foram

caracterizadas de amostras negativas. As amostras que contivessem material palinológico superior ao valor indicado foram designadas de amostras positivas. De todas as amostras analisadas, treze foram classificadas como amostras positivas, isto é, amostras produtivas para análise do conteúdo palinológico, e duas como amostras negativas (M-31 e M-32).

As amostras M-31 e M-32 apresentaram 7 e 9 palinomorfos (esporos, pólenes e algas), respetivamente, não possuindo material palinológico suficiente para ser analisado. As amostras M-24-1, M-27-1 e M-30-1 são as que apresentaram maior quantidade de palinomorfos tendo-se atingido o valor de 200 em cada uma delas. Nas amostras M-25, M-28-1 e M-34-1 a quantidade de espécimenes foi de 197, na amostra M-33-1 foram contabilizados 196 espécimenes, enquanto nas amostras M-22 e M-23 a quantidade total foi de 162 e 114, respetivamente. As amostras M-29, M-35 e M-26-1 foram menos produtivas que as anteriores, apresentando 61, 48 e 46 espécimenes respetivamente. A amostra positiva menos produtiva foi a M-21-1, com 22 espécimenes classificados.

Apresentam-se, seguidamente, os resultados da análise das proporções relativas dos grupos supragenéricos referentes à sondagem ETA 75.

Uma vez que a sondagem recolheu material palinológico até aos 111,4 metros optou-se pela apresentação gráfica da sondagem dividindo-a pelas três unidades litológicas existentes, de forma a facilitar a observação visual e a própria descrição dos resultados. Primeiramente, encontram-se ilustrados e descritos os resultados, por amostra, dos grupos supragenéricos, dando maior atenção às abundâncias relativas que cada um apresenta e aos géneros e espécies que se destacam. Posteriormente, pretende-se ilustrar e descrever, a nível global, as tendências e/ou flutuações que ocorrem ao longo da sondagem, tomando em maior consideração os géneros dos diferentes grupos que dominam em cada unidade e os picos de abundância de cada grupo.

De referir que os Palinomorfos Indeterminados e as Algas Indiferenciadas não foram incluídos na análise estatística por amostra (o que se reflete na distribuição apresentada nos gráficos abaixo). No caso dos Palinomorfos Indeterminados, dada a informação pouco relevante que se poderia obter, e no caso das Algas Indiferenciadas devido à inexistência de descrições destes espécimenes na bibliográfica disponível. Na análise global, além destes não foram considerados os Esporos Alete, bem como os Esporos e Pólenes Indeterminados. A ausência de Palinomorfos Indeterminados e Algas Indiferenciadas prende-se com as mesmas justificações acima apresentadas e no caso dos Aletes por razões de escassa representação.

Será também realizada uma apreciação em relação à produtividade das unidades litológicas, de forma a compreender qual das unidades apresenta uma maior quantidade de palinomorfos classificados e uma maior qualidade, isto é, quais das unidades apresentam melhor rácio palinomorfos bem preservados/palinomorfos degradados.

4.4.2 Análise, por amostra, dos grupos supragenéricos

Como se evidencia na figura 4.14, na unidade litológica conglomerados matriz suportados (diamictitos) intercalados com argilitos e siltitos recolheram-se sete amostras, das quais cinco apresentaram resultados palinológicos positivos (a verde) e duas apresentaram resultados palinológicos negativos (a vermelho).

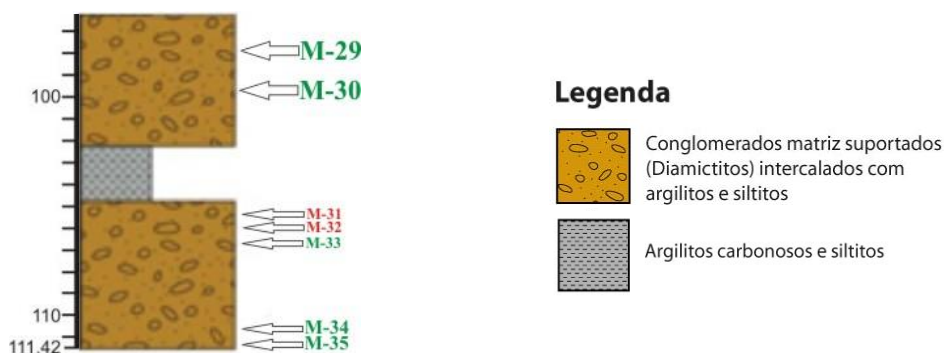


Fig. 4.14 – Log e respetiva legenda da unidade litológica dos conglomerados, intersetada pela sondagem ETA-75, com as respetivas amostras palinológicas positivas (a verde) e negativas (a vermelho).

Fazendo uma análise quantitativa, por amostra, começando na base e terminando no topo da unidade, verifica-se, através da observação dos gráficos 4.1, que a amostra **M-35** tem na sua constituição material palinológico muito heterogéneo. Todos os grupos supragenéricos se encontram representados nesta amostra, à exceção dos Esporos Alete e dos Pólenes Monossacados. Infere-se também que os Esporos (Trilete, Monolete e Indeterminados) apresentam uma maior abundância em comparação com os restantes grupos, sendo que a frequência relativa atinge os 20,8%. Nomeadamente em relação à amostra **M-34-1**, esta é dominada pela presença de Esporos Monolete (35,5%), seguidos dos Pólenes Dissacados (24,0%). De referir ainda que também nesta amostra todos os grupos se encontram representados.

A amostra **M-33-1**, ao contrário do que ocorre com as amostras anteriores, é dominada pelos Pólenes Dissacados (26,0%), seguidos dos Pólenes Colpados (15,5%). Os Pólenes Colpados tomam principal preponderância na amostra **M-30-1** com 18,7% de abundância relativa, seguidos dos Esporos Trilete com 17,6%. É de salientar o decréscimo acentuado, da M-33-1 para a M-30-1, das abundâncias relativas de alguns grupos supragenéricos, mais concretamente dos Pólenes Dissacados (26,0% para 10,6%), dos Pólenes Monossacados (13,0% para 0,5%) e das Algas Verdes (9,3% para 1,5%).

Em relação à última amostra que se insere nesta unidade litológica, a **M-29**, os Pólenes Dissacados apresentam uma abundância de 13,2%, sendo o grupo mais representativo. Tanto os Pólenes Colpados com os Monossacados não se encontram representados.

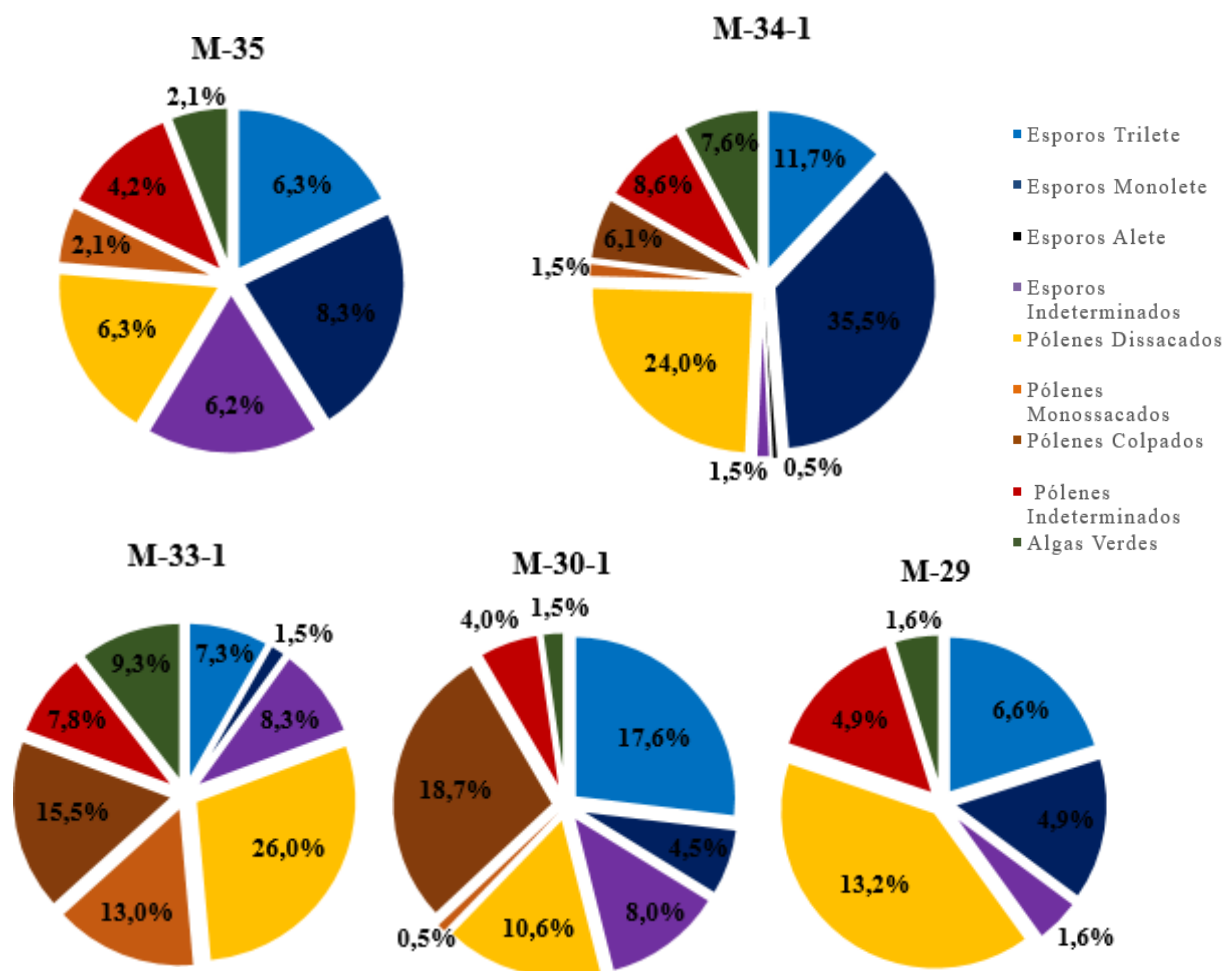


Gráfico 4.1 – Abundância relativa dos diferentes grupos supragenéricos das amostras da unidade litológica dos conglomerados.

Na Figura 4.15 encontra-se ilustrada a unidade litológica correspondente aos argilitos carbonosos e siltitos com intercalações de três camadas finas de rochas intrusivas (doleritos) e uma camada fina de arenitos e argilitos. Recolheram-se cinco amostras e todas apresentam material palinológico significativo.

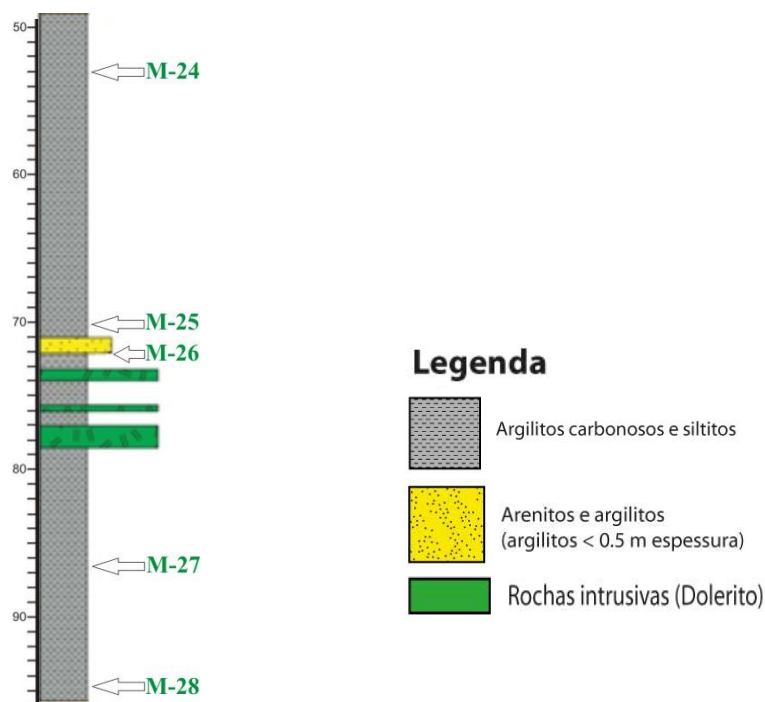


Fig. 4.15 – Log e respetiva legenda da unidade litológica dos argilitos e siltitos, intersetada pela sondagem ETA-75, com as respetivas amostras palinológicas positivas.

Como se pode observar no gráfico 4.2, na amostra **M-28-1** o grupo dominante é o Esporos Monolete (41,1%), seguido dos Esporos Trilete (25,9%). De realçar a presença significativa de Algas Verdes (8,6%) e o facto de todos os grupos Pólenes apresentarem valores residuais (2,0% a 5,1%).

Na amostra **M-27-1**, os Pólenes Dissacados, com 38,8% e os Pólenes Indeterminados, com 24,1%, são os grupos que maior abundância apresentam. Nota para o aumento de Pólenes e Esporos Indeterminados (25,6%) comparativamente às amostras anteriores, revelando que o resíduo orgânico se encontra mais degradado.

O domínio do grupo dos Pólenes Dissacados, variando os valores entre 29,2% e 50,0%, seguido dos Pólenes Indeterminados, com valores entre 17,4% e 25,6%, continua a verifica-se nas amostras **M-26-1**, **M-25** e **M-24-1**.

Em sentido inverso, observa-se que as Algas Verdes não estão presentes nas amostras **M-26-1** e **M-25** e os Esporos Monolete apresentam uma abundância relativa residual nas **M-25** e **M-24** (0,5% e 1%, respetivamente) e inexistente na **M-26-1**.

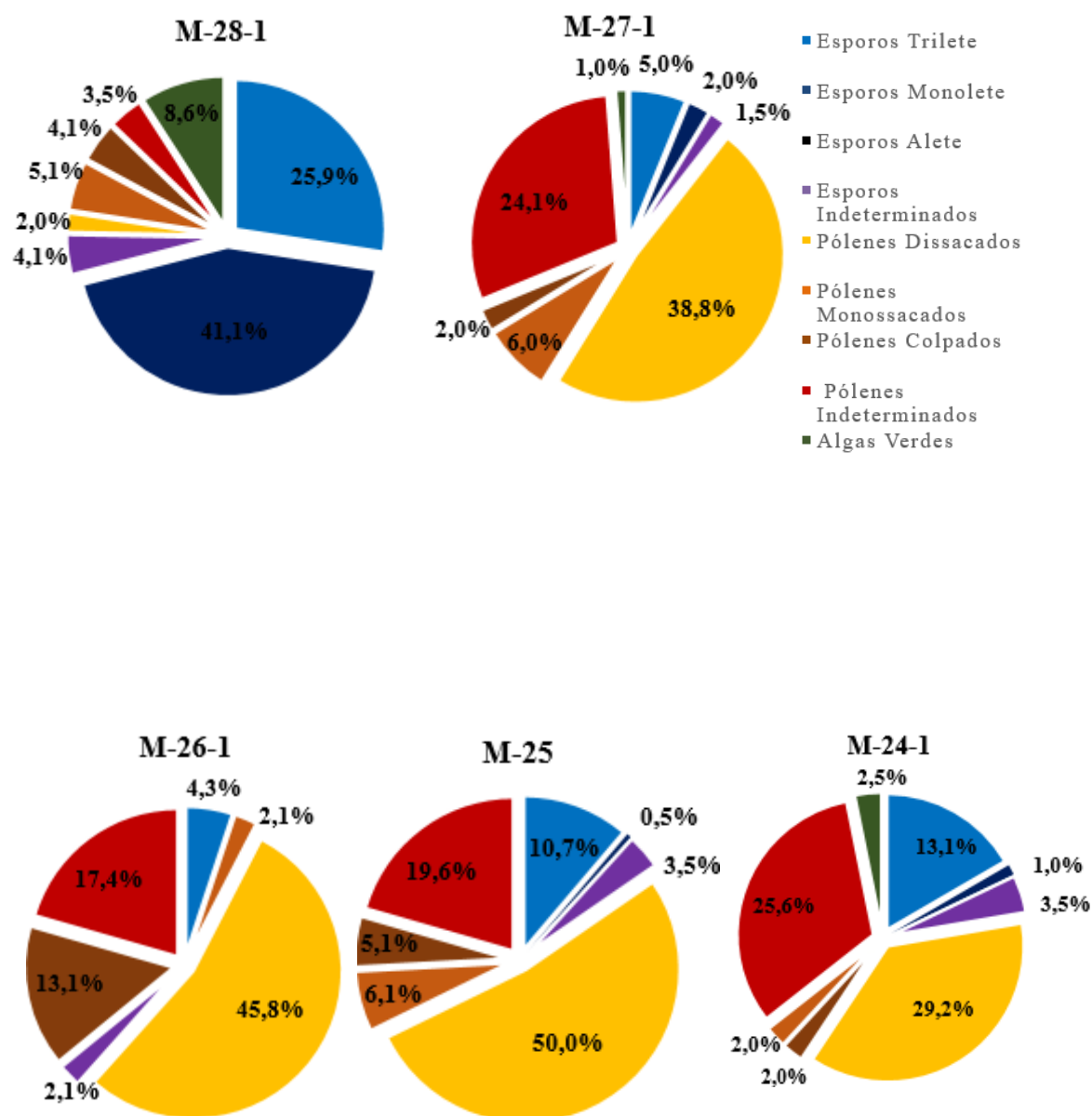


Gráfico 4.2 – Abundância relativa dos diferentes grupos supragenéricos das amostras da unidade litológica dos argilitos carbonosos e siltitos.

Na unidade litológica arenitos e argilitos, que se encontra ilustrada na figura 4.16, foram recolhidas três amostras, verificando-se que, em todas, a presença de material palinológico significativo para o estudo.

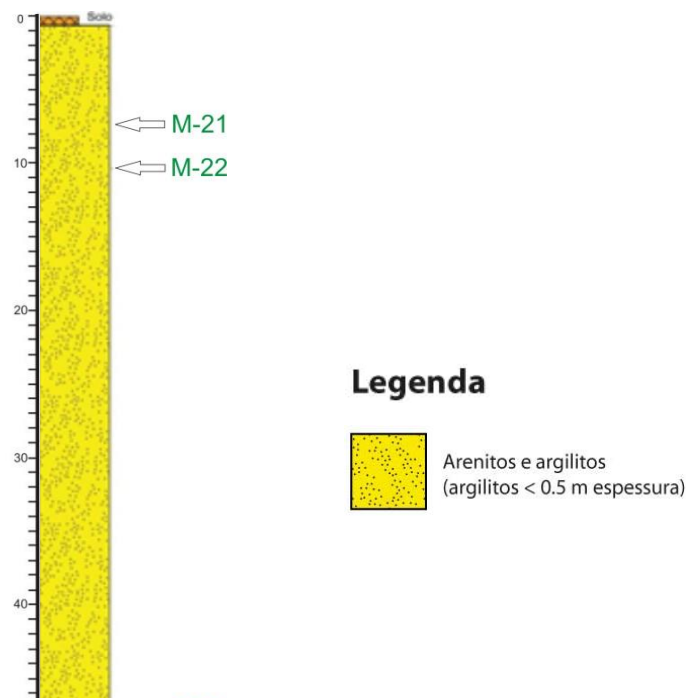


Fig. 4.16 – Log e respectiva legenda da unidade litológica dos arenitos e argilitos, intersetada pela sondagem ETA-75, com as respectivas amostras palinológicas positivas.

Conforme se pode observar no gráfico 4.3, os Pólenes Dissacados (27,2%), seguidos dos Esporos Trilete (26,3%) são os grupos supragenéricos que dominam a amostra **M-23**.

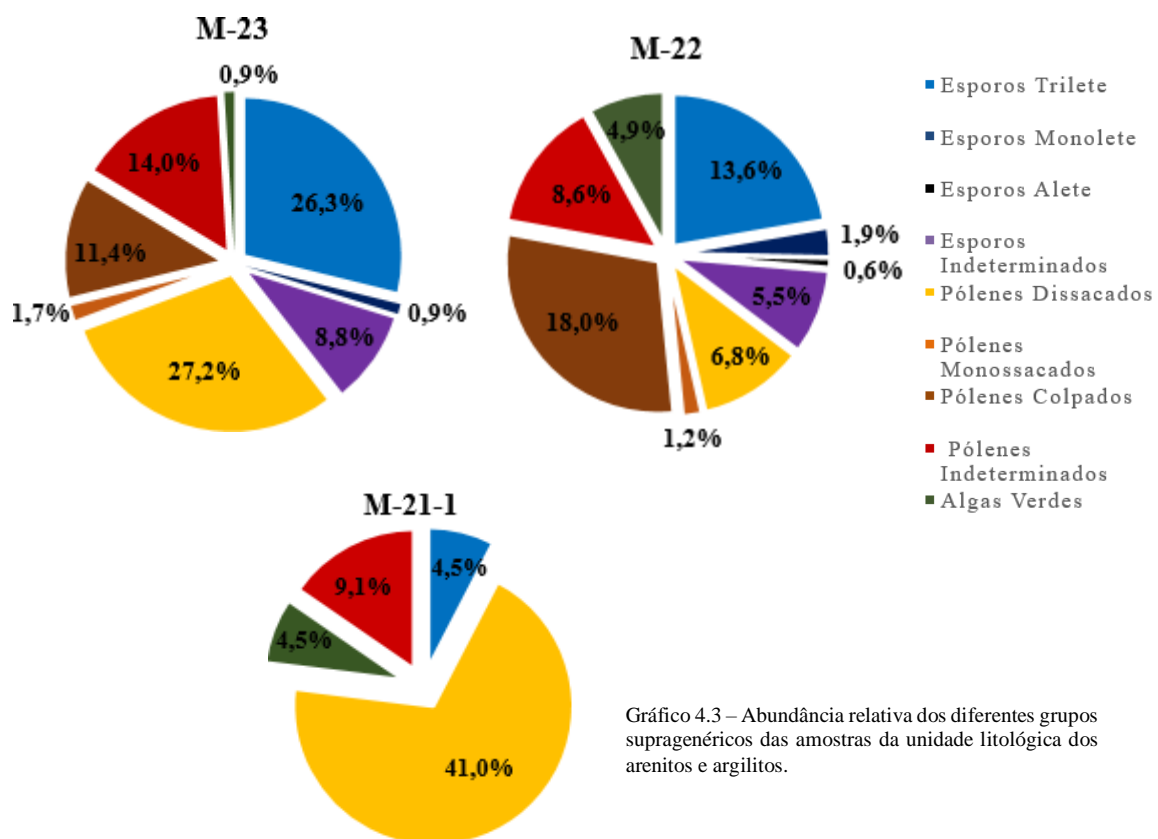


Gráfico 4.3 – Abundância relativa dos diferentes grupos supragenéricos das amostras da unidade litológica dos arenitos e argilitos.

Os Pólenes Colpados voltam a ter preponderância na **M-22**, chegando aos 18,0%, assim como os Esporos Trilete com 13,6%. Na amostra **M-21-1** os Pólenes Dissacados (41,0%) voltam a predominar, seguidos dos Pólenes Indeterminados (9,1%). De ressaltar a inexistência de grupos que, de modo geral, apresentam representatividade significativa nas restantes amostras, como os Pólenes Colpados e Monossacados e os Esporos Monolete.

A diversidade de pólenes e esporos, no que se relaciona aos gêneros classificados, é muito semelhante. Foi possível classificar 23 gêneros de esporos e 21 de pólenes. Em relação às espécies classificadas, existe uma maior variedade nos pólenes, tendo sido classificadas 41 espécies, em comparação com os esporos, dos quais foram apenas identificadas 20 espécies. Foi ainda constatado que os esporos se encontravam em melhor estado de conservação do que os pólenes. Dos 510 esporos classificados, 16,5% apresentavam um estado de degradação avançado enquanto dos 900 pólenes classificados, 25,7% encontravam-se degradados.

Os Esporos Trilete, com uma prevalência comum a abundante, apresentam percentagens entre 4,3% e 26,3% do total de cada amostra. Os que se destacam, por serem classificados como raros a abundantes, são os *Punctatisporites* sp., *Brevitriletes cornutus*, e *Horriditriletes* spp. (sendo *H. tereteangulatus* o mais representativo e *H. brevis*, *H. curvibaculosus* e *H. ramosus*, as espécies que apresentam menor abundância), *Cyclogranisporites* sp., *Leiotriletes* sp. Com uma representatividade rara a comum, foram também identificados *Calamospora* sp. *Gondisporites raniganjensis*, *Apiculatisporis* sp., *Microbaculispora trisina*, *Verrucosisporites* spp. (*V. cf. morulatus* e *V. cf. andersonii*) e *Acanthotriletes* sp. Foram identificados como raros alguns Esporos Trilete, como por exemplo, *Procoronaspora spinosa*, *Baculatisporites bharadwaji* e *Retusotriletes* sp.

Quanto aos Esporos Monolete, o intervalo de valores relativos de abundância oscilou entre 0% e 41,1%, considerados, por isso, raros a abundantes. *Columinisporites* sp. são abundantes, enquanto os *Laevigatosporites* spp. (*L. vulgaris* é o mais dominante, seguida de *L. flexus*, *L. colliensis* e *L. callosus*) são raros a abundantes. Apesar da sua ocorrência rara, também foi possível classificar *Polypoodisporites* sp.

Em relação aos Esporos Alete, apenas se identificou um gênero, *Fabasporites* sp., sendo este grupo supragenérico raro, com percentagens entre 0% e 0,6% no total da amostra.

Os Pólenes Dissacados, estriados e não estriados, constituem o grupo supragenérico mais representativo ao longo da sondagem, apresentando entre 2,0% e 50,0%, sendo classificados como comuns a abundantes. Dos que mais se destacam, podem enumerar-se os raros a abundantes *Protohaploxypinus* spp. (*P. limpidus*, mais abundante, seguido de *P. rugatus*, e com menor abundância *P. amplus*, *P. goraiensis* e *P. hartii*), *Striatopodocarpites* spp. (*S. cancellatus*, *S. fusus* e, em quantidades mais reduzidas, *S. gondwanensis*), *Alisporites* spp. (*A. ovatus*, *A. maximus*, *A.*

potoniei e, com uma abundância relativa inferior, *A. plicatus* e *A. landianus*), *Hamiapollenites* spp. (*H. insolitus*, seguidos de *H. karrooensis* e *H. fusiformes*) e *Falcisporites nuthallensis*.

Entre os Pólenes Dissacados raros a comuns, podem destacar-se *Guttulapollenites hannonicus*, *Platysaccus papilionis*, *Striatoabieites multistriatus* e *Lueckisporites virkkiae*. De entre os que apresentam uma ocorrência rara, destacam-se *Corisaccites alutas*, *Limitisporites monstruosus*, *Limitisporites rectus* e *Lunatisporites variesectus*. *Weylandites lucifer* é a espécie de Pólenes Colpados, que apresenta uma prevalência rara a abundante (entre 0% e 18,7%). Raros a comuns destacam-se *Gnetaceaepollenites sinuosus*, *Vittatina* spp. (*V. costabilis*, *V. scutata*, *V. foveolata*), *Cycadopites cymbatus*, *Marsupipollenites striatus*. *Vittatina densa*, *Vittatina fasciolata*. *Weylandites magnus* têm uma ocorrência rara.

Os Pólenes Monossacados, com uma representatividade entre 0% e 13,0%, são os pólenes que apresentam menor abundância relativa. Evidenciam-se os comuns a abundantes *Cannanoropolis janakii*, os raros a comuns *Florinites eremus* e *Striomonosaccites ovatus* e os raros *Plicatipollenites gondwanensis* e *Caheniasaccites ovatus*.

Com valores entre 0% e 9,3%, as algas verdes são consideradas raras a comuns, das quais se pode realçar as raras a abundantes *Leiosphaeridia* sp. (Prasinofícias), as comuns *Peltacystia venosa* (Zignematofícias) e *Reduviasporonites chalastus* e as raras *Tetraporina* sp. (Zignematófitas),

4.4.3 Análise dos grupos supragenéricos ao longo da sondagem

Nos gráficos seguintes, podem ler-se as flutuações da distribuição dos diferentes grupos supragenéricos, ao longo da amostra na sua totalidade, em função da profundidade e das unidades litológicas.

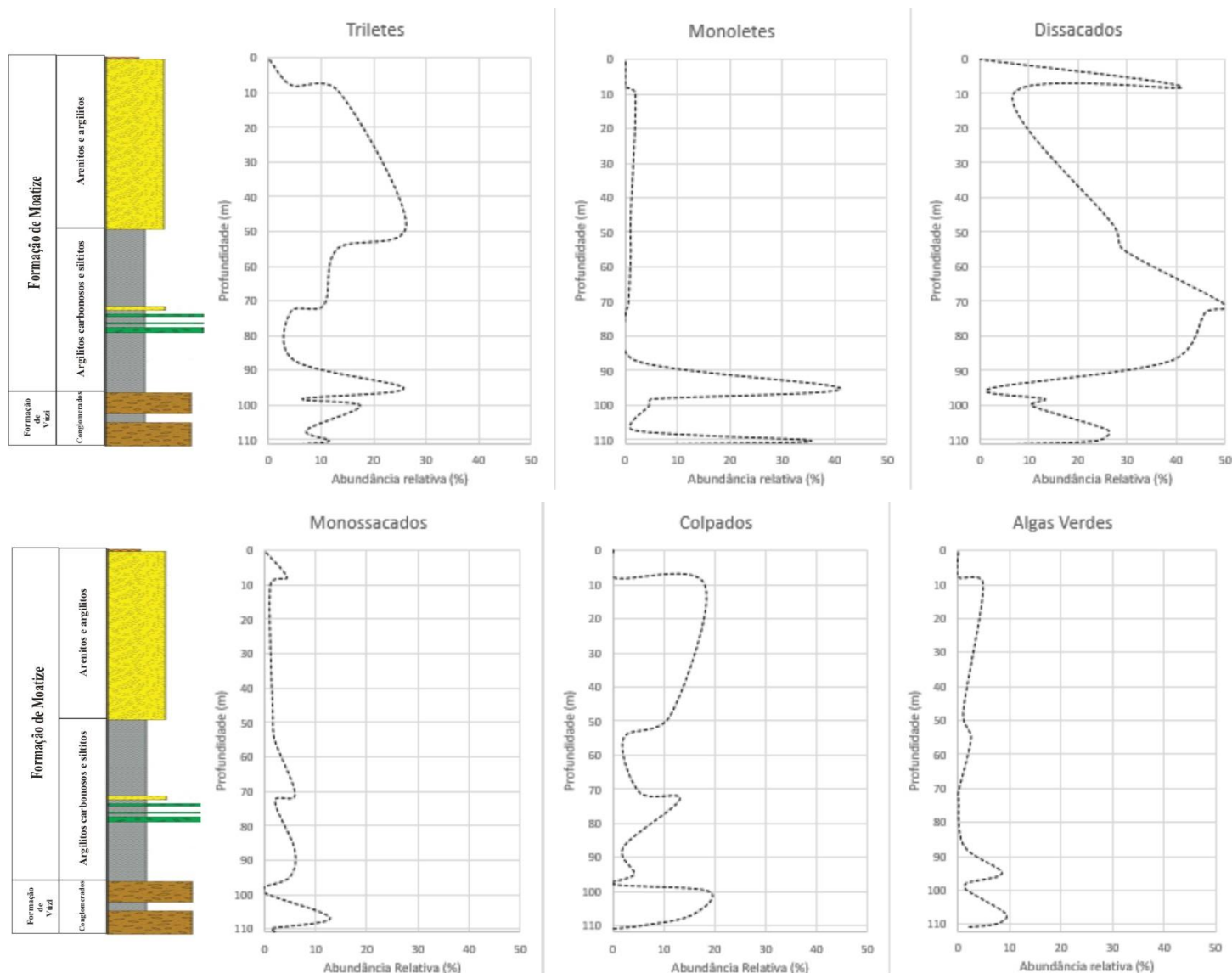


Fig. 4.17 – Representação gráfica das flutuações das abundâncias dos diferentes grupos supragenéricos ao longo da sondagem ETA-75.

Fazendo uma descrição das flutuações dos grupos supragenéricos ao longo da sondagem ETA-75 e começando da base para o topo, consegue-se inferir informação relevante para o presente estudo.

A unidade litológica de conglomerados matriz suportados (diamictitos) intercalados com argilitos e siltitos pertencente à Formação de Vúzi, em que a sondagem ETA-75 interseja entre as profundidades 96 m e 111,4 m, apresenta grandes oscilações ao nível do comportamento quantitativo de cada um dos grupos. Inicialmente, a unidade é dominada por Esporos Monolete, seguidos dos Pólenes Dissacados. Próximo do final da unidade ocorre uma inversão no domínio supragenérico, passando a dominar os Pólenes Colpados, seguidos dos Esporos Trilete. De salientar, o facto de aos 100 m, na amostra M-30-1, se atingir o pico de abundância (18,7%) dos Pólenes Colpados. No final desta unidade estratigráfica os Esporos Monolete, seguidos dos

Esporos Triletes, voltam a ser preponderantes como inicialmente, na base desta unidade, apresentando um pico de abundância relativa na ordem dos 40%. Apesar dos Pólenes Monossacados e Algas Verdes não apresentarem grande relevância quantitativa, comparativamente aos restantes grupos, é de salientar que nesta unidade ambos os grupos apresentam o pico de maior abundância relativa, sendo esses valores de 13% e 9,3%, respetivamente.

Relativamente à *unidade litológica argilitos carbonosos e siltitos*, apresentando intercalações com três camadas finas de rochas intrusivas (doleritos) e uma camada fina de arenitos e argilitos, da Formação de Moatize, é dominada, de um modo geral, pelos Pólenes Dissacados. A sondagem interjeta a unidade entre os 49,5 m e os 96 m de profundidade e inicialmente é dominada pelos Esporos Monoete, seguidos dos Esporos Trilete. É, inclusive, aos 95m, concretamente na amostra M-28-1, que o grupo palinológico Esporos Monoete atinge maior abundância, atingindo os 41,1%. Dai até ao topo da unidade, regista-se o predomínio do grupo supragenérico Pólenes Dissacados, atingindo o seu pico de abundância aos 71m, perfazendo 50% do material palinológico observado na amostra M-25.

Em relação aos restantes grupos, os Esporos Monoete e as Algas Verdes apenas apresentam valores de abundância significativos (41,1% e 8,6%, respetivamente) em uma das cinco amostras que foram recolhidas e estudadas desta unidade (M-28-1), apresentando as restantes amostras valores muito residuais, variando entre 0% e 2,5%. O grupo Pólenes Monossacados, à semelhança dos dois grupos anteriores, apresenta valores residuais ao longo da unidade, tendo o seu pico de abundância (6,1%) aos 71m. Os Esporos Triletes são, a seguir aos Pólenes Dissacados, os mais representativos desta unidade. O grupo dos Pólenes Colpados, é de salientar as oscilações de abundância, variando esses valores entre 2% e 13,1%.

A primeira unidade litológica que a sondagem interjeta é constituída por *arenitos e argilitos* da Formação de Moatize, que vai desde os 0,5 m até aos 49,5 m de profundidade, sendo que os primeiros 0,5m de material é solo. Consegue inferir-se, através da observação da figura 4.17, que os grupos Esporos Monoete, Pólenes Monossacados e as Algas Verdes apresentam valores residuais ao longo desta unidade, variando entre 0% e 4,9%. Inicialmente, aos 48 m, os Pólenes Dissacados dominam com 27,2% da abundância relativa, seguidos dos Esporos Triletes com 26,3%, valor este que representa o valor mais elevado de abundância quantitativa deste ao longo de toda a sondagem. Ambos os grupos apresentam curvas semelhantes, isto é, à medida que se vai aproximando do topo estes grupos vão progressivamente perdendo abundância. A única exceção ocorre na amostra M-21-1, aos 8 m, em que o valor de abundância dos Pólenes Dissacados aumenta para os 41%. Esse aumento pode ser explicado na medida em que a amostra M-21-1 apresenta, como se encontra referido acima, apenas 22 espécimes, dentro dos quais 9 são Pólenes Dissacados.

Em relação aos Pólenes Colpados, o grupo apresenta uma curva a crescer tendencialmente à medida que se aproxima do topo. Na amostra que se encontra mais perto da superfície, a M-21-1, não foi possível documentar nenhum Pólen Colpado.

4.4.4 Produtividade das unidades litológicas

Com o intuito de compreender qual das unidades litológicas, que a sondagem interseita, é mais produtiva, quer na quantidade de palinórfos classificados, mas também na percentagem de palinórfos não degradados, passa-se a explicar os passos que levaram à interpretação dos dados.

Iniciando a análise na base da sondagem, encontra-se a unidade conglomerados matriz suportados (diamictitos) intercalados com argilitos e siltitos pertencente à Formação de Vúzi. Das três unidades, foi aquela onde se retirou mais amostras, no total de sete. Nestas sete amostras foram contabilizados 715 palinórfos, como indica a tabela 4.2.

Tabela 4.2 – Nº de palinórfos classificados por amostra na unidade litológica dos conglomerados.

Nº da amostra	Quantidade de palinórfos classificados	
M-29	61	
M-30-1	200	
M-31	7	
M-32	9	
M-33-1	193	
M-34-1	197	
M-35	48	
	Total de palinórfos	715

Sendo 715 o número de palinórfos classificados num total de 7 amostras, infere-se que a média por amostra de palinórfos é de 102.

Em seguida, nas tabelas 4.3 e 4.4 apresenta-se a distribuição de palinórfos classificados por amostra (frequência absoluta), recolhida nas unidades litológicas argilitos carbonosos e siltitos e dos arenitos e argilitos, respetivamente.

Tabela 4.3 – N° de palinórfos classificados por amostra na unidade litológica dos argilitos carbonosos e siltitos da Formação de Moatize.

N° da amostra	Quantidade de palinórfos classificados	
M-24-1	200	
M-25	197	
M-26-1	46	
M-27-1	200	
M-28-1	197	
	Total de palinórfos	840

Tabela 4.4 – N° de palinórfos classificados por amostra na unidade litológica dos arenitos e argilitos da Formação de Moatize.

N° da amostra	Quantidade de palinórfos classificados	
M-21	22	
M-22	162	
M-23-1	114	
	Total de palinórfos	298

Na unidade *argilitos carbonosos e siltitos* foram recolhidas cinco amostras, tendo-se classificado um total de 840 palinórfos. Na unidade arenitos e argilitos recolheram-se três amostras, tendo sido classificados 298 palinórfos. Em média, na primeira unidade, foram classificados uma média de 168 palinórfos por amostra e na segunda unidade uma média de 99.

Assim, pode concluir-se, no que à produtividade traduzida no número médio de palinórfos por amostra, que a unidade litológica argilitos carbonosos e siltitos é a mais produtiva, com 168, seguida da unidade conglomerados, com 102 e, por último, a dos arenitos e argilitos, com 99.

Em relação à percentagem de palinórfos bem preservados, a situação inverte-se. Na unidade dos conglomerados, dos 715 palinórfos identificados, 157 são palinórfos degradados. Isto indica que, em média, aproximadamente 78% dos palinórfos nesta unidade encontram-se bem preservados. Dos 840 palinórfos classificados na unidade dos argilitos carbonosos e siltitos, 282 encontram-se degradados, significando um total de 66,4% de material palinológico bem conservado. Por fim, 82 dos 298 palinórfos da unidade dos arenitos e argilitos encontram-se em mau estado de conservação, perfazendo um total de 72,5% de palinórfos em bom estado.

4.5 Bioestratigrafia e Paleogeografia

No presente estudo, optou-se por uma combinação de procedimentos: dar uma maior atenção à presença de *taxa* característicos desta idade, a *taxa* que pudessem restringir a idade, dentro do Pérmico, à ausência de taxa de outras idades, considerando as abundâncias relativas que cada táxon apresenta.

Tabela 4.5 – Gêneros e/ou espécies de pólenes classificados referentes aos sedimentos da sondagem ETA 75 e suas abundâncias relativas. (R – Raro ($\leq 1,5\%$), C – Comum ($1,5\% < C \leq 10\%$) e A – Abundante ($\geq 10\%$)

[illegible]

Tabela 4.6 – Gêneros e/ou espécies de pólenes classificados referentes aos sedimentos da sondagem ETA 75 e suas abundâncias relativas. (R – Raro ($\leq 1,5\%$), C – Comum ($1,5\% < C \leq 10\%$) e A – Abundante ($\geq 10\%$)

Pólenes	
nº da amostra	
21	<i>Cahenniasaccites ovatus</i> <i>Cahenniasaccites</i> sp. <i>Camnanopolis lanakii</i> <i>Camnanopolis</i> sp. <i>Florinites eremus</i> <i>Florinites</i> sp. <i>Plicatipollenites gondwanensis</i> <i>Plicatipollenites</i> sp. <i>Sriomonoasaccites ovatus</i> <i>Sriomonoasaccites</i> sp. <i>Alisporites maximus</i> <i>Alisporites plicatus</i> <i>Alisporites landianus</i> <i>Alisporites potoniei</i> <i>Alisporites ovatus</i> <i>Alisporites</i> sp. <i>Falcisporites nuthallensis</i> <i>Falcisporites</i> sp. <i>Corisaccites alutas</i> <i>Guttulapollenites hannonicus</i> <i>Protohaploxypinus rugatus</i> <i>Protohaploxypinus limpudus</i> <i>Protohaploxypinus hartii</i> <i>Protohaploxypinus goralsensis</i> <i>Protohaploxypinus amplius</i> <i>Protohaploxypinus</i> sp. <i>Sriatobabites multistriatus</i> <i>Hamiapollenites fusiformes</i> <i>Hamiapollenites insolitus</i> <i>Hamiapollenites karroensis</i> <i>Hamiapollenites</i> sp. <i>Limitisporites monstruosus</i> <i>Limitisporites rectus</i> <i>Limitisporites</i> sp. <i>Lueckisporites virkikae</i> <i>Lunatisporites cf nubilus</i> <i>Lunatisporites variesectus</i> <i>Lunatisporites</i> sp. <i>Platysaccus papilionis</i> <i>Platysaccus</i> sp. <i>Sriatopodocarpites cancellatus</i> <i>Sriatopodocarpites fusus</i> <i>Sriatopodocarpites gondwanensis</i> <i>Sriatopodocarpites</i> sp. <i>Cycadapites cymbatus</i> <i>Cycadapites</i> sp. <i>Gnetaceapollenites sinuosus</i> <i>Marsupipollenites striatus</i> <i>Marsupipollenites triradiatus</i> <i>Marsupipollenites</i> sp. <i>Vittatina densa</i> <i>Vittatina fasciolata</i> <i>Vittatina costabilis</i> <i>Vittatina joveolata</i> <i>Vittatina scutata</i> <i>Vittatina</i> sp. <i>Weylandites magnus</i> <i>Weylandites lucifer</i> <i>Weylandites</i> sp.
22	C
23	R
24	R R C
25	R R C
26	C
27	C
28	C R R
29	
30	R
33	A
34	R
35	C

Neste trabalho, foram identificadas duas associações datadas do Lopingiano e as suas datações são baseadas na correlação com a zonação biostratigráfica do Karoo (Fig. 4.18). A associação I agrupa o intervalo das amostras M-35 a M-27 e a associação II agrupa o intervalo das amostras M-26 a M-21, que marcam a passagem do Wuchiapingiano ao Changhsingiano. A passagem é marcada pela presença de *Guttulapollenites hannonicus* na M-26, pela primeira vez ao longo da sondagem. Segundo Falcon (1984 *in* Pereira *et al.*, 2016), a primeira ocorrência de *Guttulapollenites hannonicus* marca a base do Changhsingiano. No entanto, Barbolini *et al.* (2016), sugerem esta primeira ocorrência na parte superior do Wuchiapingiano (256-254 Ma), com base em correlações bioestratigráficas, entre as associações palinológicas do estudo que realizaram na Formação de Madumabisa (Bacia do Médio Zambeze – Zâmbia) com outros estudos, e estudos de datação radiométrica. Em consonância com os resultados das associações 1 e 2 de Pereira *et al.* (2016), ambas as associações da ETA-75 são caracterizadas pelo domínio de pólenes dissacados estriados (*Protohaploxypinus* spp., *Sriatopodocarpites* spp.) assim como de não-estriados (*Alisporites* spp.), que apresentam uma grande distribuição estratigráfica. Estas associações são ainda caracterizadas pela ocorrência rica de *Weylandites* spp. e pela presença dos gêneros assinalados aos taxa estratigraficamente relevantes como *Corisaccites*, *Falcisporites*, *Kraeuselisporites*, *Lueckisporites* e *Polypodiisporites* (Pereira *et al.*, 2016). Estes resultados confirmam a datação dos sedimentos no intervalo Wuchiapingiano-Changhsingiano. A elevada percentagem de pólenes indeterminados nas duas associações pode corroborar, pois sugere que estes sedimentos se reportam à fase de extinção da flora no final do Pérmico (Pereira *et al.*, 2016).

De forma a que a datação dos sedimentos da sondagem fosse a mais exacta possível, procedeu-se à correlação das sucessões estratigráficas estudadas com outras associações palinológicas. São inúmeros os trabalhos documentados, a nível palinológico, referentes aos sedimentos do Supergrupo do Karoo. Diversas são também as regiões onde os estudos foram realizados, tais como em África (África do Sul, Botswana, Gabão, Madagáscar, Moçambique, Malawi, Namíbia, Tanzânia, Zâmbia, Zimbabwe, entre outros), na América do Sul (Argentina, Bolívia, Brasil, Uruguai, entre outros), Antártida, Índia, Médio Oriente (Arábia Saudita, Iémen, Irão, Iraque, Israel, Jordânia, Omã, Paquistão) e Oceânia (Austrália, Nova Guiné Ocidental, Tasmânia, entre outros), regiões estas que se encontravam próximas umas das outras, partilhando o mesmo Supercontinente, o Gondwana.

A determinação da idade para unidades bioestratigráficas depende de uma sólida correlação com as sequências marinhas que contenham faunas com idades estabelecidas e acordadas a nível internacional (Dunn, 2001; Playford & Dino, 2005, in Modie, 2007). A inexistência, de modo geral, de fósseis marinhos na maioria das sequências do Gondwana fez com que os esquemas de zonação se baseassem em intervalos estratigráficos terrestres, apresentando um grau de incerteza maior na datação e correlação.

No Hemisfério Sul, existe um grande número de associações do Gondwana, de diferentes regiões, que apresentam semelhanças. Todavia, não existem horizontes correlacionados generalizados para depósitos de domínio continental de forma a confirmar as suas relações temporais. Podem, no limite, serem consideradas como generalizações em áreas regionais. Essas zonações palinológicas permitem documentar as mudanças generalizadas da microflora que ocorrem durante um determinado tempo. Diferentes zonas de microflora, variando umas em relação às outras, podem surgir derivado da extensão do Supercontinente Gondwana e das consequentes variações de paleolatidade, paleoclima e paleoambientes (Falcon, 1975; ECL, 1990; Playfor & Dino, 2005, in Modie, 2007).

A escassez de datações para a estratigrafia do Paleozóico Superior do Gondwana através de métodos radiométricos (Souza, 2006, in Modie, 2007) permite que ocorram equívocos e que os resultados, resultantes da comparação entre palinofloras do Gondwana, sejam uma tentativa da realidade.

Os esquemas biozonais utilizados foram baseados nos esquemas propostos por Pereira *et al.* (2016, Moçambique), Costa (2015, Moçambique), Steiner *et al.* (2003, África do Sul), Nyambe & Utting (1997, Zâmbia), Falcon (1975, Zimbabwe), Wright & Askin (1987, Madagáscar), Hermann *et al.* (2012, Paquistão), Lindstrom & McLoughlin (2007, Antártida) devido à proximidade paleogeográfica e por definirem detalhadamente as suas biozonas relativas à parte

Inferior do Supergrupo do Karoo (Fig. 4.18). Foram consultados outros trabalhos relacionados com as Bacias do Karoo, nomeadamente, Balme (1970, Paquistão), Backhouse (1991, Austrália), Stephenson (2004, Omã e Arábia Saudita), Playford e Rigby (2008, Nova Guiné Ocidental), Pereira *et al.* (2014, ETA 72 – Moçambique) e Lopes *et al.* (2014, ETA 65 – Moçambique),

Relativamente à correlação com as sucessões verificadas na **Bacia do Médio Zambeze no Zimbabwe** (Falcon, 1975), o Lopingiano corresponde à Zona IV-Subzona H da associação *Protohaploxylinus*– *Vittatina*–*Guttapollenites*–*Lueckisporites*. Os pólenes presentes nesta Subzona, e que se encontram também no presente estudo, são *Alisporites plicatus*, *Alisporites potoniei*, *Florinites eremus*, *Guttapollenites hannonicus*, *Hamiapollenites karrooensis*, *Protohaploxylinus goraiensis*, *Protohaploxylinus limpidus*, *Striatopodocarpites cancellatus*, *Weylandites lucifer*. Quanto aos esporos, é de salientar a presença de *Laevigatosporites colliensis*, *Marsupipollenites striatus* e *Marsupipollenites triradiatus*. À semelhança deste estudo, na sondagem ETA-75 verificou-se uma abundante presença e distribuição de *Protohaploxylinus* spp.

Relativamente à paleogeografia do **Vale do Médio Zambeze, secção do sul da Zâmbia** (Nyambe & Utting, 1997), a associação referente ao Lopingiano está definida na Formação de Madumabisa Mudstone da unidade estratigráfica Beaufort. Apresenta como taxa característicos *Corisaccites alutas*, *Guttapollenites hannonicus*, *Protohaploxylinus goraiensis*, *Protohaploxylinus limpidus*, *Striatopodocarpites* sp. e *Weylandites lucifer*, ocorrendo também outros taxa como *Cyclogranisporites* sp., *Gnetaceaepollenites sinuosus*, *Hamiapollenites* sp., *Leiotriletes* sp., *Lunatisporites* sp., *Striatopodocarpites cancellatus* e *Vittatina* sp. Todos os palinomorfos referidos também ocorrem na sondagem ETA-75.

A passagem para o Triásico Inferior é marcada pela presença de *Aratrisporites ficheri*, *Lunatisporites pellucidus*, *Platysaccus queenslandii*, *Sulcatissporites* sp. e *Uvaesporites* sp., que não foram observados nas amostras da ETA-75.

Na **África do Sul** (Steiner *et al.*, 2003), as associações palinológicas do Lopingiano estão representadas na biozona *Klausipollenites schaubergeri*, com predominância de várias espécies de *Protohaploxylinus* (incluindo *P. limpidus*). Os autores assinalam também a presença de *Laevigatosporites callosus*, *Limitisporites* sp., e *Punctatisporites* sp., também observados na ETA-75. As espécies *Kraeuselisporites cuspidus*, *Lunatisporites pellucidus*, *Lunatisporites transversundatus*, *Lundbladisporea brevicula*, *Platysaccus leschickii* e *Platysaccus quenslandi* que caracterizam o Triásico Inferior não foram encontradas neste estudo.

A palinostratigrafia do Lopingiano em **Madagáscar** (Wright & Askin, 1987) do Grupo Baixo Sakamena é caracterizada pela presença abundante de *Guttulapollenites hannonicus* e *Weylandites lucifer*. A ocorrência de pólenes dissacados estriados, nomeadamente *Lueckisporites* spp. (incluindo *L. virkkiae*), *Lunatisporites* spp., *Protohaploxypinus* spp. (incluindo *P. limpidus*) e *Striatopodocarpites* spp., assim como de pólenes dissacados não estriados, mais concretamente *Alisporites* spp., *Gnetaceaepollenites sinuosus* e *Platysaccus* spp., e. Relativamente aos esporos que foram observados neste Grupo, os autores assinalam a presença de *Apiculatisporis* spp., *Cyclogranisporites* sp. e *Polypodiisporites* sp. Estes palinomorfos também estão presentes na sondagem ETA-75. Pelo contrário, palinomorfos datados pelos autores do Triásico Inferior, designadamente *Densoisporites playfordii*, *Lundbladispota* spp., *Protohaploxypinus microcorpus*, *Striatopodocarpites pantii* e *Triplexisporites playfordii* presentes no Grupo Médio Sakamena, não ocorrem na sondagem ETA-75.

No **Paquistão Ocidental** (Hermann *et al.*, 2012), a sequência Salt Range apresenta associações palinológicas do Lopingiano com a ocorrência de abundantes *Alisporites* spp., *Guttulapollenites hannonicus*, *Protohaploxypinus* spp., *Striatopodocarpites* spp. e *Weylandites lucifer*, que também são geralmente abundantes no presente estudo. Espécies que no trabalho de Hermann *et al.* (2012) definem a microflora do Triásico Inferior, tais como *Densoisporites playfordii*, *Lunatisporites* spp., *Lundbladispota brevicula*, *Lundbladispota obsoleta* e *Uvaesporites* spp. não se encontram na sondagem ETA-75.

As associações do Lopingiano encontradas nas **Montanhas Príncipe Charles na Antártida** (Lindstrom & McLoughlin, 2007) caracterizam-se pela presença de *Alisporites* spp., *Gnetaceaepollenites sinuosus*, *Horriditriteles* spp., *Laevigatosporites* spp., *Marsupipollenites* spp., *Protohaploxypinus* spp. e *Striatopodocarpites* spp. Estes palinomorfos também foram identificados no presente estudo, enquanto os que os autores atrás referidos incluíram no Triásico inferior, designadamente *Dictyophyllidites* spp., *Lunatisporites pellucidus*, *Osmundacidites* spp., *Protohaploxypinus microcorpus* e *Triplexisporites playfordii* não foram identificados.

As correlações realizadas com os diferentes estudos que se apresentaram, com o objetivo de se proceder à datação dos sedimentos intersectados pela sondagem ETA-75, corroboram a interpretação de que estes são datados do Lopingiano, do Wuchiapingiano ao Changhsingiano.

			Moçambique (ETA-75, Bacia de Moatize-Minjova)	Zimbabwe (Falcon, 1975)	Zâmbia (Nyambe & Utting, 1997)	África do Sul (Steiner <i>et al.</i> , 2003)	Madagáscar (Wright & Askin, 1987)	Paquistão (Hermann <i>et al.</i> , 2012)	Antártida (Lindstrom & McLoughlin, 2007)
Pérmico superior	Lopingiano	Wuchiapingiano - Changhsingiano	<i>Alisporites</i> spp.; <i>Corisaccites alutas</i> ; <i>Gnetaceapollenites</i> <i>sinuosus</i> ; <i>Guttulapollenites</i> <i>hannonicus</i> ; <i>Krauselisporites</i> sp.; <i>Lueckisporites</i> <i>virkkias</i> ; <i>Laevigatosporites</i> spp.; <i>Polypodiisporites</i> sp.; <i>Protohaploxypinus</i> spp.; <i>Striatopodocarpites</i> spp.; <i>Weylandites</i> <i>lucifer</i> .	<i>Alisporites plicatus</i> ; <i>Alisporites potonie</i> ; <i>Florinites eremus</i> ; <i>Guttulapollenites</i> <i>hannonicus</i> ; <i>Hamiapollenites</i> <i>karrooensis</i> ; <i>Laevigatosporites</i> <i>colliensis</i> ; <i>Marsupipollenites</i> <i>striatus</i> ; <i>Marsupipollenites</i> <i>triradiatus</i> ; <i>Protohaploxypinus</i> <i>limpidus</i> ; <i>Protohaploxypinus</i> <i>limpidus</i> ; <i>Protohaploxypinus</i> <i>goraiensis</i> ; <i>Striatopodocarpites</i> <i>cancellatus</i> ; <i>Weylandites lucifer</i> .	<i>Corisaccites alutas</i> ; <i>Cyclogranisporites</i> sp.; <i>Guttulapollenites</i> <i>hannonicus</i> ; <i>Gnetaceapollenites</i> <i>sinuosus</i> ; <i>Hamiapollenites</i> sp.; <i>Lesiotriletes</i> sp.; <i>Lunatisporites</i> sp.; <i>Protohaploxypinus</i> <i>goraiensis</i> ; <i>Protohaploxypinus</i> <i>limpidus</i> ; <i>Striatopodocarpites</i> <i>cancellatus</i> ; <i>Striatopodocarpites</i> sp.; <i>Vittatina</i> sp.; <i>Weylandites lucifer</i> .	<i>Laevigatosporites</i> <i>callosus</i> ; <i>Limitisporites</i> sp.; <i>Protohaploxypinus</i> spp.; <i>Punctatisporites</i> sp.;	<i>Alisporites</i> spp.; <i>Apiculatisporis</i> spp.; <i>Cyclogranisporites</i> sp.; <i>Gnetaceapollenites</i> <i>sinuosus</i> ; <i>Guttulapollenites</i> <i>hannonicus</i> ; <i>Lueckisporites</i> spp.; <i>Lunatisporites</i> spp.; <i>Platyzaccus</i> spp.; <i>Polypodiisporites</i> sp.; <i>Protohaploxypinus</i> spp.; <i>Striatopodocarpites</i> spp.; <i>Weylandites</i> <i>lucifer</i> .	<i>Alisporites</i> spp.; <i>Guttulapollenites</i> s <i>hannonicus</i> ; <i>Protohaploxypi</i> <i>nus</i> spp.; <i>Striatopodocarp</i> <i>ites</i> spp.; <i>Weylandites</i> <i>lucifer</i> ;	<i>Alisporites</i> spp.; <i>Gnetaceapollenites</i> <i>sinuosus</i> ; <i>Horriditriletes</i> spp.; <i>Laevigatosporites</i> sp.; <i>Marsupipollenites</i> spp.; <i>Protohaploxypinus</i> spp.; <i>Striatopodocarpites</i> spp.

Fig. 4.18 – Correlação palinológica entre as bacias com maior afinidade com a bacia de Moatize-Minjova em Moçambique.

5. Palinofácies

5.1 Introdução

No final do século XX e início do presente século deu-se a expansão da área da paleopalinologia que estuda a composição da matéria orgânica (MO) em rochas sedimentares (Batten, 1996; Traverse, 2007).

Embora, na maior parte das vezes, a MO represente uma fração muito reduzida da constituição total da rocha sedimentar ou dos sedimentos, o seu estudo fornece importantes elementos para a compreensão das interações entre a biosfera e a geosfera (Tyson, 1995 *in* Mendonça Filho *et al.*, 2012).

Combaz (1964 *in* Fernandes, 2000) foi o primeiro autor a introduzir o termo palinofácies referindo-se ao conteúdo total de MO particulada presente num sedimento, após extração da fração mineral através de procedimentos laboratoriais utilizando ácido clorídrico (HCl) e ácido fluorídrico (HF) (e.g. Batten, 1996; Mendonça Filho *et al.*, 2001; Traverse, 2007; Borges, 2012; Mendonça Filho *et al.*, 2012; Atta-Peters *et al.*, 2013).

Existe uma certa dificuldade em delimitar os domínios de fácies orgânica e de palinofácies (e.g., Peters & Cassa, 1994 *in* Borges, 2012), encontrando-se diferenças enunciadas por vários autores, no que diz respeito aos métodos de análise, e aos objetivos dos dois domínios de estudo. Enquanto o estudo dos palinofácies se foca na análise ao microscópio das partículas orgânicas presentes numa preparação palinológica (fitoclastos, esporos, pólenes, algas verdes, etc.), o estudo das fácies orgânica engloba estudos geoquímicos (geoquímica orgânica) com análises microscópicas (petrografia orgânica e palinofácies) de toda a componente orgânica que se possa encontrar numa rocha sedimentar (Menezes *et al.*, 2008; Mendonça Filho *et al.*, 2002, 2010a *in* Borges, 2012).

O estudo de palinofácies compreende a análise palinológica de ambientes de deposição e consequente avaliação do potencial de rochas geradoras de hidrocarbonetos (e.g. Batten, 1996; Mendonça Filho *et al.*, 2001; Menezes *et al.*, 2008; Tyson, 1995 *in* Borges, 2012). A análise de palinofácies tem um carácter interdisciplinar, envolvendo a palinologia, sedimentologia e a estratigrafia, o que constitui uma das suas grandes vantagens (Menezes *et al.*, 2008; Mendonça Filho *et al.*, 2012).

5.2 Fatores que influenciam a produção e preservação da MO

O avanço do conhecimento acerca deste tema apoia-se na análise e interpretação dos fatores ambientais que determinam a produção de MO na biosfera, e da relação entre eles. Estes fatores traduzem-se, designadamente em processos ecológicos e sedimentológicos que interferem na deposição e distribuição da MO, em processos biogeoquímicos e geomicrobiológicos, que influenciam a sua preservação, e em

processos físicos e geoquímicos que determinam a modificação da MO durante a sua incorporação na geosfera (Tyson, 1995 *in* Mendonça Filho *et al.*, 2012).

Segundo Batten (1996), tanto a ocorrência de MO como a sua própria composição em sedimentos ou em rochas sedimentares, refletem a grande quantidade de variáveis que influenciam os ambientes nos quais a MO é gerada, o transporte até ao local onde se deposita e alteração pós-deposicional.

São inúmeros os fatores que influenciam a quantidade, composição e ocorrência da MO numa rocha sedimentar. Esses fatores podem ser divididos em três escalas que diferem entre si, mas que se encontram intimamente ligadas, que são: global, regional e local.

Numa escala global, fatores como o clima, a tectónica e as alterações do nível do mar afetam as características e a ocorrência geográfica da MO. A nível regional, a acumulação e o rácio sedimentar, a disponibilidade do sedimento no regime deposicional e a proximidade e composição da vegetação terrestre são fatores a ter em conta. São numerosos e diversos os fatores locais e encontram-se interrelacionados com os anteriores. De referir que a importância relativa de todas as influências globais, regionais ou locais descritas anteriormente varia consoante o tipo de ambiente (Batten, 1996).

O clima, à exceção da influência indireta que tem nos ambientes marinhos de profundidade, tem um enorme impacto em todos os tipos de ambientes, desde terrestres a marinhos pouco profundos.

A tectónica, por sua vez, fez com que a topografia se modificasse, elevando ou causando a subsidência de rochas por todo o planeta, alterando assim a configuração das mesmas e dos climas (e.g. Bless *et al.*, 1981 e Sladen & Batten, 1984 *in* Batten, 1996). Tanto o clima, como a tectónica, são fatores dos quais depende o acarreo sedimentar para uma zona de deposição e a sua própria composição.

A alteração do nível do mar e a subsidência de uma bacia sedimentar estão intimamente ligadas. Quando o fornecimento sedimentar terrígeno é significativo e a subsidência da bacia e o aumento do nível do mar não são relevantes, ocorre um incremento na proporção de depósitos continentais envolvidos. Quando ocorre o inverso, o resultado é um aumento de depósitos formados sobre influência maioritariamente química e biológica (Batten, 1996).

Para além dos referidos fatores que influenciam a preservação da MO, as condições nos locais de deposição também são importantes, como por exemplo, a quantidade de bioturbação e de níveis de oxigenação (Batten, 1996).

A atividade biológica, o tamanho do grão e a oxidação, tanto em ambientes terrestres como marinhos, têm um papel preponderante na preservação da MO. Segundo Batten (1996):

“Detritos particulados finos são normalmente removidos de sedimentos grosseiros ou areias ou são destruídos por abrasão, degradação microbial ou ingestão pela fauna.” (p. 1012).

O mesmo autor acrescenta que, independentemente do tamanho do grão, a combinação de atividade biológica, a degradação química e oxidação em condições alcalinas fazem com que a maioria da matéria floral acumulada seja removida de sedimentos bem oxigenados. Conclui-se que do total de detritos de plantas disponíveis para se depositarem apenas uma pequena fração fossiliza.

Outros fatores apenas afetam especificamente alguns tipos de MO, como é o caso da dispersão dos esporos e pólenes, que depende da altura e das características de dispersão da planta mãe, da direção do vento, da morfologia dos próprios grãos, entre outros (Batten, 1996).

As características ideais para que haja um aumento na quantidade de MO preservada são: a deposição em águas pouco profundas (poucas dezenas de metros de profundidade), o sedimento clástico maioritariamente argiloso e a interface sedimento-água e a coluna de água sobrejacente serem pobres em oxigénio (meio disóxico-anóxico) (Batten, 1996).

5.3 Classificação e condições de deposição dos componentes de MO ao longo do tempo

A MO nas rochas sedimentares apresenta na sua constituição duas frações: uma insolúvel aos solventes orgânicos, designada querogénio, que normalmente representa 95% ou mais do total de MO, e outra solúvel em solventes orgânicos, o betume (Forsman & Hunt, 1958, Durand, 1980 *in* Borges, 2012; Mendonça Filho *et al.*, 2012).

O querogénio pode apresentar, na sua constituição, MO derivada de ambientes marinhos e continentais. O betume é um produto orgânico secundário, derivado do querogénio, por alteração da temperatura e da pressão, que ocorre em processos de subsidência (Tissot & Welte, 1978 *in* Borges, 2012; Mendonça Filho *et al.*, 2012).

Com o objetivo de estudar a quantidade e qualidade do querogénio em sedimentos, são utilizadas técnicas de microscopia (à luz branca transmitida e refletida e fluorescência ultravioleta), que permitem analisar as amostras que foram isoladas a partir da matriz da rocha (análise dos palinofácies) e também o estudo de amostras de rochas através da petrologia orgânica (Mendonça Filho *et al.*, 2012). Segundo Tyson (1995 *in* Mendonça Filho *et al.*, 2012) a análise de palinofácies define-se da seguinte forma:

“o estudo palinológico de ambientes deposicionais e o potencial de rochas geradoras de hidrocarbonetos com base na associação total de matéria orgânica particulada” (p. 219).

Esta análise tem como objetivos principais determinar: a origem da MO, ao nível de precursores botânicos; as proporções relativas dos grupos e subgrupos do querogénio, dando destaque ao tamanho, forma e estado de preservação; os componentes palinológicos individualmente; o ambiente de deposição a que os sedimentos foram sujeitos; as condições de redução e oxidação; e a paleosalinidade de forma a

diferenciar ambientes de água doce, salobra ou salgada (Menezes *et al.*, 2008; Tyson, 1995 *in* Mendonça Filho *et al.*, 2012).

As interpretações que se irão realizar neste capítulo são baseadas nas abundâncias relativas dos grupos e subgrupos do querogénio. Estas informações permitem compreender a origem biológica e as condições de preservação dos componentes individuais, assim como os condicionamentos que lhes são inerentes, nomeadamente os processos sedimentares durante o transporte e a deposição da MO sedimentar, que têm influência na distribuição de cada grupo ou subgrupo do querogénio (Menezes *et al.*, 2008).

Muitas são as classificações propostas por diversos autores para o estudo da MO (Staplin, 1969; Correia, 1971; Burgess, 1974; Hart, 1979; Combaz, 1980; Masran & Pocock, 1981; Batten, 1981, 1982a; Batten & Morrison, 1983; Whitaker, 1984; Tyson, 1984; Boulter & Riddick, 1986; Hart, 1986; Traverse, 1988; Tyson, 1993, 1995; Mendonça Filho, 1999 e Mendonça Filho *et al.*, 2010b, 2011a *in* Mendonça Filho *et al.*, 2012), que podem diferir entre si, em função dos propósitos dos estudos e dos critérios utilizados. Segundo Tyson (1993 *in* Mendonça Filho *et al.*, 2012), a terminologia adotada, de uma classificação para outra, pode apresentar diferenças, designadamente no grau de detalhe da divisão e descrição dos grupos e subgrupos do querogénio, na atenção aos precursores botânicos, à morfologia e estado de preservação da MO.

O presente trabalho apoia-se na classificação de Mendonça Filho *et al.* (2012), que divide o querogénio em três grupos principais segundo as suas características morfológicas: fitoclastos, palinómorfs e matéria orgânica amorfa (ver pág.87).

5.3.1 Grupo Fitoclastos

No grupo dos fitoclastos incluem-se todas as partículas orgânicas de plantas terrestres que provêm dos tecidos lenhosos (xilema) de plantas superiores, membranas, cutículas e hifas de fungos (Mendonça Filho *et al.*, 2012; Borges, 2012; Batten, 1996).

A lignite é uma substância muito resistente à decomposição que permite que os fitoclastos se preservem. Dependendo do estado de preservação ou do grau de maturação térmica da matéria lenhosa, os palinólogos referem-se a partículas negras ou castanhas (Batten, 1973a,b *in* Batten, 1996).

Na verdade, o aspeto que os fitoclastos apresentam quando observados ao microscópio leva a dividi-los em dois subgrupos de acordo com a quantidade de luz vinda do microscópio que deixam passar. Podem ser fitoclastos não-opacos, que apresentam uma cor translúcida amarelada a castanha muito escura, ou fitoclastos opacos, quando têm uma tonalidade negra (Tabela 5.1).

Tabela 5.1 – Classificação do grupo dos fitoclastos (adaptado de Mendonça Filho *et al.* 2012).

Grupo	Subgrupos		Descrição
Fitoclastos	Opacos	Equidimensionais	Partículas de cor negra sem estrutura interna e com forma quadrangular.
		Alongados	Partículas negras em que o comprimento é três vezes superior à largura; poderão apresentar perfurações.
	Não-opacos	Bioestruturados	Partículas geralmente de cor castanha com forma variada e com estrutura interna visível (listradas, estriadas, bandadas, perfuradas).
		Não-bioestruturados	Partículas geralmente castanhas, com forma variada e não apresentam estrutura botânica.
		Cutículas	Partículas de coloração amarelo-pálido a castanho claro, com estrutura celular definida.
		Membranas	Partículas de cor amarelo-pálido e sem estrutura celular.
		Hifas de fungos	Filamentos isolados pertencentes ao micélio da fase vegetativa de fungos.

Os *fitoclastos opacos* dividem-se em dois subgrupos segundo a sua forma: equidimensionais e alongados. Os *fitoclastos não-opacos* distribuem-se num maior número de subgrupos, em função da coloração e da presença ou ausência de estrutura celular definida. Os *fitoclastos bioestruturados*, não-bioestruturados, cutículas e membranas podem apresentar estados diferenciados de degradação de MO: não degradados (contorno bem definido); degradados (contorno difuso e irregular); pseudo-amorfos ou amorfos - contorno difuso com algumas características da MOA mas homogênea na sua aparência; em decomposição altamente preservados (contorno irregular com um alto grau de preservação química devido às condições específicas de sedimentação) (Mendonça Filho *et al.*, 2012). Segundo Tyson, (1989; 1995 *in* Mendonça Filho & Menezes, 2001), os fitoclastos bioestruturados, como o nome indica, apresentam caracteristicamente alguma forma da estrutura celular interna, como fragmentos das células do xilema. Têm forma equidimensional a retangular, são translúcidos, transmitem luz castanha, com estrutura interna claramente visível, dividindo-se em: *i.* Listrados: exibem listras irregulares ou

desiguais; *ii*. Estriados: com lineações fibrosas regulares finas; *iii*. Bandados: apresentam engrossamento lateral paralelo igual e regular; *iv*. Perfurados: apresentam perfurações. Os *fitoclastos não-bioestruturados* podem variar em tamanho, mantendo normalmente a forma equidimensional. Além de apresentarem uma aparência corroída com perfurações e fissuras que podem ocorrer sobre a superfície, não revelam estrutura celular interna. Enquanto as *cutículas* são partículas delgadas em forma de lâminas com contornos nítidos, que representam a camada de cutina da epiderme das folhas das plantas superiores, as *membranas* apresentam, geralmente, uma aparência translúcida a transparente, sendo tecido não-celular com forma regular e aparência degradada. As *hifas de fungos* são restos de fungos, que se assemelham a tubos delgados estreitos que podem ser transparentes ou incolores.

Os tecidos lenhosos, que ao fossilizarem dão origem à maior parte dos fitoclastos, estão mais presentes, e também melhor preservados, nas gimnospérmicas do que nas angiospérmicas (Teichmuller, 1982a *in* Batten, 1996). A maior parte dos depósitos de matéria lenhosa datados do Pérmico e do Mesozoico são de gimnospérmicas, embora a partir do Cretácico Médio o conteúdo proveniente das angiospérmicas tenha aumentado. Durante o Devónico Superior ao Carbonífero, outros grupos de plantas arbóreas, designadamente pteridófitas, contribuíram de forma significativa para a ocorrência de fitoclastos nos sedimentos (Batten, 1996).

Vários indicadores podem ser considerados no que respeita às condições de deposição dos fitoclastos. A sua deposição, em ambientes proximais e com abundâncias relativas elevadas, é resultado do reduzido transporte a que foram sujeitos. Outros indicadores, tais como o aumento das condições de oxidação e a elevada resistência dos tecidos lenhosos, sugerem também uma proximidade à área de proveniência (Mendonça Filho, 1999 *in* Borges, 2012).

Ao longo de períodos sazonais de chuvas intensas, grandes quantidades de MO particulada, oriundas de áreas florestais, são arrastadas pelas linhas de água e depositadas em ambientes deltaicos ou estuarinos (e.g. Allen *et al.*, 1979 *in* Batten, 1996). A maioria da MO deposita-se em sistemas fluvial-lacustres, em estuários e perto da linha de costa, podendo também ocorrer em águas profundas por ação das correntes de turbidez (Habib, 1982 *in* Borges, 2012; Batten, 1996). Segundo Habib (1982 *in* Borges, 2012), a diminuição do nível médio do mar coincide com um aumento de MO de origem continental, como por exemplo de fitoclastos. Enquanto os fitoclastos opacos são frequentemente associados com o resultado de alterações terrestres pós-deposicionais, devidas a flutuações sazonais do nível médio do mar (Tyson, 1993, 1995 *in* Borges, 2012; Mendonça Filho & Menezes, 2008) ou de processos de combustão derivados de incêndios de vegetações (Mendonça Filho, 1999 *in* Mendonça Filho & Menezes, 2001), os fitoclastos não-opacos sofrem, por norma, pouco transporte e, por isso, depositam-se em ambientes proximais, como por exemplo o fluvial (Carvalho *et al.*, 2006a *in* Borges, 2012).

A razão entre fitoclastos opacos *versus* fitoclastos não-opacos aumenta à medida que as partículas se depositam em ambientes distais, sendo este um dos parâmetros que pode ser obtido a partir da

diferenciação dos diferentes tipos de fitoclastos (Mendonça Filho, 1999 *in* Mendonça Filho & Menezes, 2001; Borges, 2012).

5.3.2 Grupo Palinomorfos

Os palinomorfos podem apresentar-se sob a forma individual ou formarem coletivos. Dividem-se em terrestres (esporomorfos) e subgrupos aquáticos (marinhos e de água doce) (Mendonça Filho & Menezes, 2001) (Tabela 5.2). A baixa abundância relativa dos palinomorfos, quando comparados com os fitoclastos e, em algumas situações, com a MOA, é causada pela forte extensão da diluição por parte dos restantes componentes da MO (Mendonça Filho & Menezes, 2001). Todavia, em ambientes oxidantes moderados com poucas condições de preservação de MOA e em associações em que houve baixa produção inicial de fitoclastos ocorre um aumento na abundância relativa de palinomorfos, relativamente ao conjunto total de componentes de MO (Tyson, 1993 *in* Mendonça Filho & Menezes, 2001).

Tabela 5.2 – Classificação do grupo dos palinomorfos (adaptado de Mendonça Filho *et al.* 2012).

Grupos	Subgrupos		Descrição
Palinomorfos	Esporomorfos	Esporos	Palinomorfos com forma circular ou triangular, com marca trilete ou monolete e ornamentação variada. Produzidos por briófitas, pteridófitas ou fungos.
		Grãos de pólen	Palinomorfos com ornamentação variada, morfologia variada e, na maioria das vezes, contorno circular ou oval. Produzidos por gimnospermicas e angiospermicas.
	Microplâncton de água doce	<i>Botryococcus</i>	Colónias de algas globulares irregulares.
		<i>Pediastrum</i>	Algas verdes coloniais, radialmente simétricas.
	Microplâncton marinho		Divide-se em dinoflagelados, prasinófitas e acritarcas.
	Zoomorfos		Inclui Palinoforaminíferos, Quitinozoários e Escolecodontes.

A maior proporção de esporomorfos, em relação aos restantes grupos de palinomorfos, é um indicador de proximidade de fontes terrestres, assim como o seu declínio e simultaneamente crescente representatividade do microplâncton ocorre em áreas *offshore* mais distantes (Mendonça Filho & Menezes, 2001). Uma associação total de esporos que apresente uma diversidade assinalável indica que

a deposição se efetuou próximo da flora mãe, sendo que os esporos de pteridófitas tendem a dominar em fácies deltaicas pantanosas (Denison & Fowler, 1980; Ducazeaus *et al.*, 1991; Federiksen, 1980 *in* Mendonça Filho & Menezes, 2001).

Os ambientes deltaicos, relativamente à quantidade de esporomorfos, são caracterizados pela elevada produção de grãos de pólen por parte de gimnospérmicas (Tyson, 1993 *in* Mendonça Filho & Menezes, 2001). Apesar dos pólenes dissacados serem comuns em sedimentos deltaicos podem ser transportados para longas distâncias, por ação do vento ou da água, devido à sua flutuabilidade.

A elevada percentagem de esporomorfos na associação total de palinomorfos, designadamente de tétradas de esporos e agrupamentos de grãos de pólen, é frequente em ambientes fluvio-deltaicos e em condições de baixa energia com rápida sedimentação (Tyson, 1993 *in* Mendonça Filho & Menezes, 2001).

5.3.3 Grupo MOA

Grande parte da MO palinológica é não estruturada e representa uma grande variedade de fontes, que vão desde as plantas de maior porte a microrganismos (Batten, 1996).

Neste grupo incluem-se os subgrupos “MOA” e resina (Tabela 5.3). O subgrupo “MOA” corresponde a todas as componentes orgânicas particuladas, com contorno indefinido, que se apresentam sem estruturação quando observados ao microscópio ótico, com origem provável noutros elementos orgânicos por ataque microbiológico (bactérias). As resinas apresentam-se sob a forma de partículas não-estruturadas, hialinas, arredondadas, homogêneas e podem apresentar ou não fluorescência (semelhantes a fragmentos de âmbar colorido). São provenientes de plantas superiores, principalmente de coníferas (Tyson, 1995 *in* Borges, 2012; Mendonça Filho *et al.*, 2012).

Tabela 5.3 – Classificação do grupo da MOA (adaptado de Mendonça Filho *et al.* 2012).

Grupo	Subgrupo	Descrição
MOA	“MOA”	Material não estruturado sem morfologia ou forma. A coloração pode variar entre amarelo-laranja-avermelhado, laranja-acastanhado e cinza. Frequentemente apresenta inclusões de palinomorfos e/ou pirite.
	Resina	Partícula não estruturada com forma arredondada.

No passado distante ou na atualidade, a MOA de origem terrestre pode ser dominante nas associações de palinofácies presentes em ambientes lacustres, de água doce ou salobra e com profundidades reduzidas, e em ambientes pantanosos (Batten, 1973a, 1983 *in* Batten, 1996).

5.4 Apresentação e análise dos resultados dos grupos da MO da sondagem ETA-75

Toda a MO particulada presente nas amostras da sondagem ETA-75, à exceção da amostra M-32, foi classificada de acordo com Mendonça Filho *et al.* (2012) e contabilizada obtendo-se os resultados expressos na Tabela 5.4.

O procedimento laboratorial utilizado para observação e análise dos palinofácies encontra-se descrito no Capítulo 3 – Materiais e Métodos. Foram observadas 3635 partículas, distribuídas regularmente pelas diferentes amostras com valor mínimo de 245 partículas (Amostra M-24) e um máximo de 278 (Amostra M-21).

Tabela 5.4 - Frequências relativas dos grupos principais do total da MO: Fitoclastos (Fit.), Matéria Orgânica Amorfa (MOA), Palinomorfos (Palino) e Betume; dos subgrupos: Fitoclastos opacos (FO), Fitoclastos não-opacos (FNO), Esporos (Esp.) e Pólenes (Pól)); e proporção relativa FO/FNO, nas amostras da sondagem ETA-75.

Amostras	Grupos Principais (%)				Fitoclastos (%)		Palinomorfos (%)			FO/FNO
	Fit.	MOA	Palino	Betume	O	NO	Esporomorfos			
							Esp.	Pól.	Indet.	
M-21	94,6	4,0	1,4	0	49,3	45,3	0	0,7	0,7	1,1
M-22	87,7	6,0	1,1	5,2	52,1	35,6	0,4	0	0,7	1,5
M-23	55,0	42,8	1,5	0,7	13,4	41,6	0	0	1,5	0,3
M-24	67,3	6,1	26,1	0,4	22,4	44,9	3,7	21,4	1,0	0,5
M-25	87,9	6,6	5,5	0	19,5	68,4	0,4	1,2	3,9	0,3
M-26	82,7	10,8	6,6	0	14,2	68,5	0,8	1,2	4,6	0,2
M-27	50,5	6,8	42,7	0	19,6	30,9	1,9	39,8	1,0	0,6
M-28	60,5	8,7	30,8	0	21,0	39,5	1,8	28,0	1,0	0,5
M-29	90,0	9,2	0,8	0	39,6	50,4	0,4	0,4	0	0,8
M-30	84,8	8,4	6,8	0	44,4	40,4	0,8	2,4	3,6	1,1
M-31	94,8	4,4	0,8	0	29,6	65,2	0,4	0	0,4	0,5
M-33	77,1	11,6	9,0	2,3	28,7	48,4	0	4,7	4,3	0,6
M-34	72,7	11,3	15,6	0,4	30,5	42,2	9,0	5,4	1,2	0,7
M-35	91,4	8,2	0	0,4	43,9	47,5	0	0	0	0,9

Dentro dos grupos principais, o grupo dos fitoclastos é dominante em todas as amostras, apresentando frequências relativas máxima de 94,8% (M-31) e mínima de 50,5% (M-27), com valor médio de 78,4%, ao longo da sondagem. Relativamente aos subgrupos dos fitoclastos, observa-se uma tendência para uma maior prevalência de FNO.

Apenas nas amostras M-21, M-22 e M-30 se regista uma maior proporção relativa de FO, sendo que a proporção entre os dois subgrupos seja quase idêntica nas amostras M-21, M-30 e M-35. Os FO apresentam uma frequência relativa máxima de 52,1% (M-22) e mínima de 13,4% (M-23), enquanto os FNO têm como valor máximo 68,5% (M-26) e mínimo 30,9% (M-27).

Foi possível observar FNO bioestruturados (listrados, perfurados, bandados) e não-bioestruturados, com percentagem mais elevada de partículas degradadas em comparação com as não degradadas. Neste subgrupo classificaram-se ainda membranas, que estão presentes em todas as amostras, à exceção da M-24, e apresentam valor máximo de 10,5% (M-28) e mínimo de 0,4% na M-27.

A abundância relativa média de palinomorfos e de MOA é bastante próxima, 10,6% e 10,4% respetivamente, em relação à quantidade total de constituintes de MO particulada.

Todos os palinomorfos classificados são esporomorfos, subdividindo-se em esporos, pólenes e indeterminados (assim classificados quando não foi possível a distinção entre esporos e pólenes devido ao elevado grau de degradação). Este grupo principal distribui-se por todas as amostras à exceção da M-35 e apresenta valores que oscilam entre o máximo de 42,7% (M-27) e o mínimo de 0,8% (M-29 e M-31).

Os pólenes são mais abundantes que os esporos, apresentando frequências relativas máxima de 39,8% (M-27) e mínima de 0,4% (M-29). Nas amostras M-22, 23, 31 e 35 não se identificou nenhum grão de pólen. Os esporos apresentam valor máximo de 9,0% (M-34) e mínimo de 0,4% (M-22, 25, 29 e 31), encontrando-se ausentes nas amostras M-21, 23, 33 e 35.

Os esporomorfos indeterminados têm valor máximo de 4,6% (M-26) e mínimo de 0,4% (M-31) e não ocorrem nas amostras M-29 e M-35. No conjunto das amostras da sondagem, os pólenes estão representados com uma frequência relativa média de 7,5%, os esporos de 1,4% e os esporomorfos indeterminados de 1,7%.

No grupo da MOA apenas foi identificada MOA propriamente dita, ou seja, não se encontraram resinas. A sua distribuição pelas diferentes amostras tem abundâncias relativas que variam entre a máxima de 42,8% (M-23) e a mínima de 4,0 % (M-21).

Foram ainda identificados betumes em seis amostras (M-22, 23, 24, 33, 34 e 35) da sondagem, com frequências relativas máxima de 5,2% (M-22) e mínima de 0,4% (M-23, 34 e 35).

Em termos gerais, como se observa na fig. 5.1, regista-se que os componentes se distribuem de forma mais ou menos constante ao longo da sucessão de amostras, o que pode ser indicador de condições estáveis no ambiente de sedimentação.

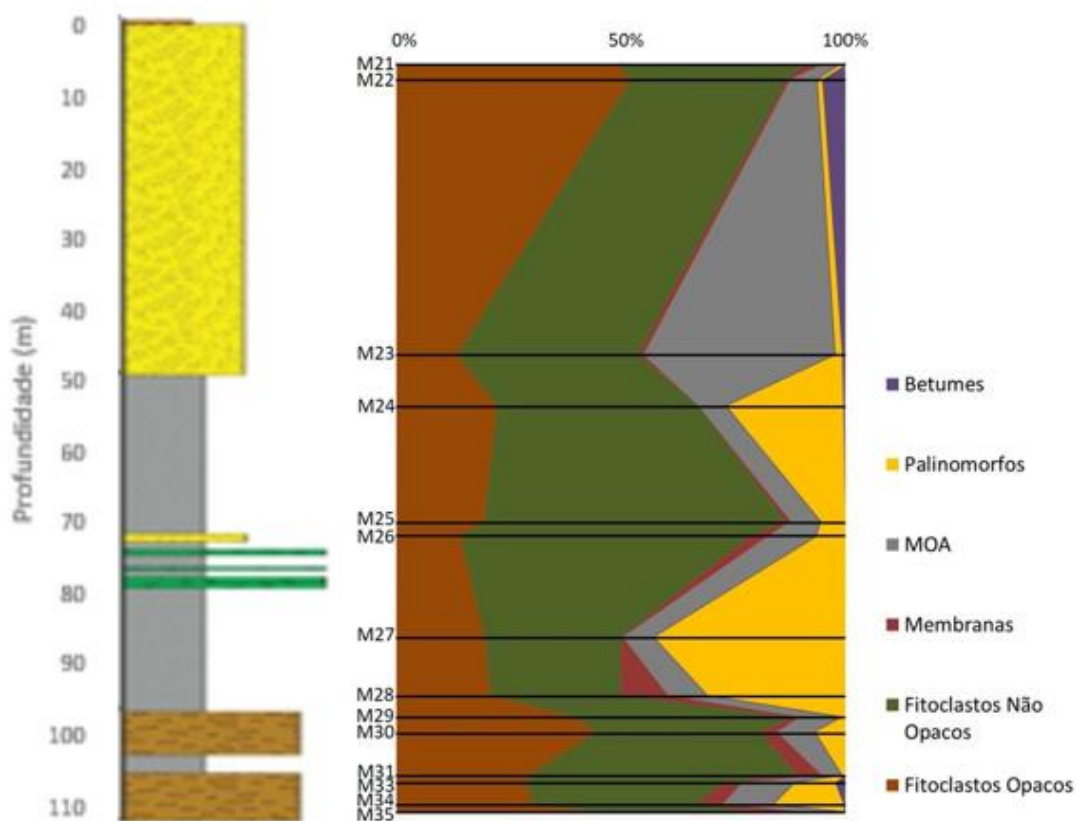


Fig. 5.1 – Perfil de palinofácies, tendo em conta as abundâncias relativas de cada grupo ou subgrupo, ao longo da sondagem ETA-75.

O conteúdo orgânico das amostras é diverso, embora a distribuição pelos três grupos principais no conjunto das amostras seja algo equilibrada (Fig. 5.1). A influência continental nas fácies sedimentares que a sondagem ETA-75 intersecta é evidente, pois é predominante a presença de fitoclastos, particularmente não-opacos. Também o facto de todos os palinomorfos observados serem esporomorfos reforça a ideia da proximidade de fontes terrestres.

5.5 Interpretação Paleoambiental

O estudo dos palinofácies permite tirar ilações acerca dos ambientes de sedimentação, enquadrando-os em modelos dominantes característicos de determinadas áreas geográficas e dos fatores que lhes estão associados.

As variações dos grupos principais de palinofácies e o estado de preservação de matéria orgânica refletem a influência dos fatores de natureza física (hidrodinamismo, subsidência/profundidade, etc.) e

química (potencial redox, salinidade, etc.), que são responsáveis pela preservação ou pela degradação da MO.

A interpretação paleoambiental, baseada nos estudos de Wheeler & Gotz (2016a;2016b), apoia-se na análise dos rários esporos/pólenes, FO/FNO, fitoclastos equidimensionais/fitoclastos alongados, pólenes monossacados/dissacados e esporos monolet/trilete.

Na tabela 5.5, apresenta-se o esquema de análise entre estes rários e os ambientes continentais lagos e lagoas, pântanos e rios, elaborado a partir dos resultados dos estudos daqueles autores e suas interpretações paleoambientais.

Tabela 5.5 – Relação entre os rários de alguns dos subgrupos da MO e os paleoambientes continentais.

Rário	Ambientes		
	Domínio de lagos e lagoas	Domínio de pântanos	Domínio de Rios
Esporos/Pólenes	Baixo	Baixo	Baixo
FO/FNO	Baixo	Alto	Baixo
Fit Equidimensionais/Fit alongados	Alto	Alto	Alto
Pólenes Monossacados/Dissacados	Baixo	---	Alto
Esporos Monolet/Trilete	Baixo	Baixo	Baixo

No presente estudo observou-se, conforme se apresentou no ponto anterior, um predomínio de pólenes sobre os esporos revelando-se assim um baixo rário esporos/pólenes (0,2). O rário FO/FNO (0,7) é igualmente baixo. Já a proporção entre fitoclastos equidimensionais e fitoclastos alongados é alta. Estes rários sugerem que o paleoambiente de deposição das amostras estudadas não terá sido de domínio pantanoso (Tabela 5.5). O resultado do rário entre pólenes monossacados e dissacados apresenta um valor baixo (0,2), assim como o do rário esporos monolet/trilete (0,7). Assim, a conjugação dos resultados destes diversos rários aponta para um paleoambientes com dominância de lagos e lagoas, provavelmente num sistema fluvio-deltaico.

6. História Térmica

As transformações ocorridas na MO, presente nas rochas sedimentares, acompanham a evolução geológica dos ambientes de sedimentação de uma determinada região e refletem a história térmica dos mesmos. O conjunto dos processos físico-químicos pós-deposicionais, designadamente a evolução da temperatura e da pressão, que transformam a MO denomina-se *maturação orgânica*. Estes processos, que afetam a MO, traduzem-se numa progressiva incarbonização da MO.

Neste capítulo, abordam-se sob o ponto de visto teórico os processos de maturação orgânica que se desenvolvem ao longo da história térmica, caracterizam-se os métodos utilizados no estudo da ETA-75, apresentam-se e interpretam-se os resultados obtidos.

6.1 Maturação da MO

Os processos de transformação físico-química da MO, ao longo da história geológica das bacias sedimentares, estão associados a fatores que também determinam variações da matéria inorgânica e da quantidade de água intersticial dos sedimentos. Numa fase inicial, após a deposição, a atividade biológica é o fator dominante e posteriormente a temperatura e a pressão (Tissot & Welte, 1984). Assim, na MO contida nas rochas sedimentares vão ocorrendo modificações físico-químicas, ao longo do tempo, que refletem a evolução da temperatura e história deposicional (Mendonça Filho *et al.*, 2012). À medida que ocorrem estas mudanças processa-se um aumento do grau de maturação da MO, responsável pela produção de diversos tipos de hidrocarbonetos (Mendonça Filho *et al.*, 2012; Suárez-Ruiz *et al.*, 2012 *in* Lopes, 2013).

Em consequência, ocorrem rochas sedimentares geradoras de hidrocarbonetos, que Hunt (1996 *in* Fernandes, 2000) define como “qualquer rocha que tenha a capacidade de gerar e expelir hidrocarbonetos suficientes para formar uma acumulação de petróleo e gás.” (p.76).

A maturação térmica vai acontecendo de forma contínua e gradual, sendo consideradas quatro etapas dessa evolução que se iniciam com a deposição (diagénese) e terminam nas fases iniciais do metamorfismo, passando pela catagénese e metagénese (Tissot & Welte, 1984; Fernandes, 2000; Mendonça Filho *et al.*, 2012; Suárez-Ruiz *et al.*, 2012; Lopes, 2013).

A *diagénese* ocorre, geralmente, em ambientes de baixa temperatura e pressão. Os sedimentos vão iniciando o processo de consolidação por reações físico-químicas diversas e a MO presente vai-se modificando na sua composição química, transformando-se em querogénio e betume. Durante esta etapa, as rochas são consideradas imaturas, dado que o seu potencial de produção de hidrocarbonetos termogénicos é limitado. A pressão e a temperatura a que a MO está sujeita “é suficiente para promover a transformação da MO em metano de origem biogénica e alguns hidrocarbonetos líquidos pesados e ainda, muito imaturos” (Tissot & Welte, 1984; Mendonça Filho *et al.*, 2012 *in* Lopes, 2013).

Na segunda etapa deste processo evolutivo, a *catagénese*, processa-se um aumento significativo da temperatura e da pressão, a alguns quilómetros de profundidade, devido à subsidência das bacias sedimentares. Ocorre a compactação das rochas, consideradas maduras, dado que nesta etapa a degradação do querogénio, permite produzir hidrocarbonetos líquidos maduros e hidrocarbonetos gasosos, à medida que aumenta a temperatura e a pressão.

A *metagénese* constitui a última etapa de evolução da MO, que ocorre a pressões e temperaturas elevadas, antes de se iniciar o metamorfismo. As rochas são consideradas sobremaduras, porque já não têm potencial para a produção de hidrocarbonetos. A MO é constituída unicamente por resíduos de carbono, que originam apenas hidrocarbonetos gasosos (metano).

O *metamorfismo* corresponde à última etapa da evolução dos sedimentos, caracterizado pelas elevadas temperaturas e pressões que as rochas atingem. A MO residual ainda existente nas rochas é transformada em grafite.

O estudo dos constituintes do querogénio é bastante importante uma vez que os diferentes tipos de MO estão associados a diferentes potenciais geradores de hidrocarbonetos. Tissot *et al.* (1974), baseado em métodos geoquímicos, definiu três tipos de querogénio: I, II e III, a cuja classificação Jones (1987 *in* Fernandes, 2000) juntou o tipo IV.

O conteúdo de hidrogénio na MO (o fator mais importante que controla a geração de diferentes hidrocarbonetos, petróleo ou gás) é a principal característica considerada no esquema de classificação de Tissot *et al.* (1974). O querogénio do tipo I é rico em hidrogénio (rácio H/C elevado) e baixo conteúdo de oxigénio. É rico em materiais lipídicos provenientes essencialmente de algas marinhas ou lacustres, podendo gerar petróleo, embora seja raro nos registos geológicos. O tipo II apresenta uma composição intermédia, com menor conteúdo de hidrogénio e maior de oxigénio quando comparado com o do tipo I. Provém de algas, zooplâncton, fitoplâncton, assim como materiais lipídicos de origem terrestres (esporos e pólenes). Este tipo de querogénio é o mais comum produtor de petróleo. O querogénio do tipo III tem um baixo nível de hidrogénio e alto nível de oxigénio. É rico em compostos aromáticos derivados das plantas terrestres superiores e tem maior potencial gerador de gás em comparação aos anteriores. O tipo IV é aquele que tem menor potencial gerador de hidrocarbonetos, tanto petróleo como gás. Consiste essencialmente em MO altamente oxidada e reestruturada proveniente tanto de fontes marinhas como terrestres (Fernandes, 2000).

6.2 Técnicas de caracterização do grau de maturação da MO

As técnicas de avaliação do grau de maturação da MO são as mais úteis para a determinação das temperaturas durante a subsidência (Lopes, 2013). São várias as técnicas utilizadas para a caracterização

e interpretação dos processos de maturação térmica de uma bacia sedimentar, que se podem incluir em duas grandes categorias: óticas e geoquímicas (Batten, 1996; Fernandes, 2000).

As técnicas óticas permitem determinar a origem da MO, o seu estado de preservação e o grau de maturação térmica a que foi sujeita. As técnicas mais utilizadas são: a medição do poder refletor das partículas de vitrinite; a cor da fluorescência da exinite dos palinomorfos; e a cor dos microfósseis orgânicos, cujo índice mais utilizado se designa de Índice de Alteração Térmica (TAI). As observações microscópicas podem proporcionar informação valiosa, mesmo com técnicas pouco dispendiosas, de baixa tecnologia e com frações muito reduzidas das amostras (Mendonça Filho *et al.*, 2012).

Também existem diversas técnicas geoquímicas que podem ser utilizadas, entre as quais se encontram: as técnicas de cromatografia, de degradação do querogénio (oxidação, rock-eval hidropirólise e pirólise), o uso de biomarcadores e as técnicas de biogeoquímica (Mendonça Filho *et al.*, 2012). A abundância de MO nos sedimentos, ou nas rochas sedimentares, quando determinada geoquimicamente, é normalmente expressa como o conteúdo do Carbono Orgânico Total (Fernandes, 2000).

Para o estudo da maturação térmica podem ainda utilizar-se indicadores inorgânicos de maturação, como por exemplo a medição do grau de cristalinidade da ilite.

Neste estudo foram selecionadas três técnicas óticas, nomeadamente o poder refletor da vitrinite, a cor e a fluorescência dos palinomorfos, as quais são caracterizadas mais detalhadamente a seguir.

6.2.1 Poder Refletor da Vitrinite

O aumento da temperatura e da pressão ao longo do processo de deposição gera alterações e uma compactação progressiva na MO de origem vegetal que conduz à sua transformação em carvão. Os constituintes orgânicos do carvão são os macerais que representam diferentes tipos de matéria vegetal e diferentes etapas de alteração termal para os mesmos materiais (Fernandes, 2000). Segundo este autor, o termo macerais foi proposto por Stopes (1935 *in* Fernandes) para denominar os constituintes microscópicos elementares dos carvões. Os macerais derivam de MO terrestre, lacustre e marinha (Suárez-Ruiz *et al.*, 2012) e distinguem-se uns dos outros microscopicamente, utilizando luz incidente em lentes imersas em óleo sobre superfícies polidas, tomando em consideração as suas propriedades, como a cor, a forma, o relevo, a dureza e principalmente, a refletância (Fernandes, 2000). De acordo com a classificação do ICCP (International Committee for Coal and Organic Petrology), universalmente aceite, os macerais distribuem-se por três grupos: exinite-liptinite, vitrinite e inertinite (Fernandes, 2000) (Tabela 6.1).

Tabela 6.1 – Principais grupos de macerais e seus componentes (adaptado de ICCP, 1995, 1997 in Taylor *et al.* 1998).

Grupos de Macerais	Maceral
Exinite-liptinite	Esporonite
	Cutinite
	Resinite
	Alginite
	Liptodetrinite
Vitrinite	Telinite
	Colinite
	Vitrodetrinite
Inertinite	Micrinite
	Macrinite
	Semifusinite
	Fusinite
	Esclerotinite
	Inertodetrinite

O grupo exinite-liptinite inclui componentes botânicas estruturadas, tais como esporos, pólenes, cutículas, algas e resinas, que apresentam uma composição semelhante e evoluíram de forma idêntica durante a incarbonização (Fernandes, 2000). Os macerais da exinite-liptinite têm na sua composição maior percentagem de hidrogénio, contendo compostos principalmente de natureza alifática que, por evolução térmica, vêm a produzir hidrocarbonetos (Tissot & Welte, 1984; Taylor *et al.*, 1998).

Os macerais do grupo da vitrinite são constituintes botânicos derivados de tecidos lenhosos e da celulose que evoluíram por processos de gelificação em condições anaeróbias nas primeiras etapas do processo de incarbonização (Fernandes, 2000; Suárez-Ruiz *et al.*, 2012). Os macerais mais importantes do grupo da vitrinite são a telinite e a colinite, que representam a parede celular da MO de plantas terrestres e a substância orgânica que preenche as cavidades celulares, respetivamente (Fernandes, 2000).

O grupo da inertinite integra os macerais constituídos por tecidos lenhosos e celulose que derivam de material vegetal que sofreu forte degradação e alteração pré-deposicional ou durante fase de turfa em condições aeróbias (Taylor *et al.*, 1998; Fernandes, 2000). Neste grupo também se inclui os restos de fungos que sofreram as mesmas transformações.

As mais altas concentrações dos três grupos de macerais encontram-se em sedimentos de origem terrestre, tais como carvões e argilitos carbonosos, embora estejam praticamente ausentes na maior parte das rochas carbonatadas (Suárez-Ruiz *et al.*, 2012). Porém, a verificação da presença de macerais no querogénio presente em rochas sedimentares que não são carvões, tem sido muito relevante para o estudo da maturação e história térmica das bacias sedimentares em cujas litologias o carvão está ausente (Fernandes, 2000). Os procedimentos adotados para a medição da refletância da vitrinite para MO nas

rochas sedimentares são idênticos aos que se utilizam no estudo da refletância dos carvões (Suárez-Ruiz *et al.*, 2012). Os primeiros investigadores que utilizaram o poder refletor da vitrinite como indicador de maturação térmica e ferramenta para a exploração de petróleo foram Ammosov (1962 *in* Fernandes, 2000), Bostick (1971 *in* Fernandes, 2000) e Teichmüller (1971 *in* Fernandes, 2000). Após estes trabalhos iniciais verificou-se uma expansão do uso desta técnica na exploração de hidrocarbonetos, passando a considerar-se um dos melhores parâmetros para definir os níveis de maturação das rochas geradoras (Hunt, 1980 e Robert, 1996 *in* Fernandes, 2000; Fernandes *et al.*, 2015).

A refletância, sendo uma propriedade ótica dos materiais, define-se como “a percentagem de luz refletida a partir da superfície de um material em relação à luz incidente” (Lopes, 2013, p.215). A transformação das características físico-químicas da MO presente nas rochas sedimentares, devido ao aumento da pressão e temperatura, modifica as suas propriedades óticas, fazendo com que os valores da refletância se alterem (Fernandes, 2000; Suárez-Ruiz *et al.*, 2012; Lopes, 2013).

A vitrinite é um maceral que se encontra na constituição do querogénio de rochas sedimentares desde o Devónico Inferior (Stach *et al.*, 1982 *in* Fernandes, 2000) até à atualidade, ou seja, tem uma abrangência muito diversa de fácies sedimentares (Dow & O'Connor, 1982 *in* Fernandes, 2000). Dos três grupos principais de macerais é a vitrinite que apresenta um aumento mais uniforme da refletância ao longo do “rank” dos carvões. Durante o processo de formação deste maceral, ocorrem reações químicas irreversíveis e, por isso, a refletância da vitrinite pode ser considerada um paleogeotermómetro não-retrogressivo para condições de baixo grau de metamorfismo (Stach *et al.*, 1982 *in* Fernandes, 2000).

A refletância da vitrinite é um parâmetro objetivo, pois apresenta medições standardizadas (segundo a nomenclatura do “International Committee for Coal and Organic Petrology”) e precisas, representadas numa escala numérica, não sendo por isso um parâmetro estimado, ao contrário do que acontece com outros parâmetros óticos, nomeadamente fluorescência e cor dos palinomorfs. Os resultados são facilmente reproduzíveis e é uma técnica acessível e pouco dispendiosa. De sublinhar que a refletância da vitrinite é o único parâmetro de medição dos níveis de maturação orgânica aplicável para ranks elevados (acima de 2,5%Rm) (Fernandes, 2000). Esta técnica é correlacionável com outros tipos de indicadores de maturação (óticos e geoquímicos) e com o potencial de geração de hidrocarbonetos por parte das rochas sedimentares (Fernandes, 2000; Lopes, 2013; Tissot & Welte, 1984). Para valores de refletância inferiores a 0,5%Rm as rochas apenas produzem metano de origem biológica e hidrocarbonetos líquido pesados, sendo consideradas imaturas. Entre 0,5 e 1,35%Rm, ocorre a produção de hidrocarbonetos líquidos nas rochas maduras (“janela do petróleo”). Para valores entre 1,35 e 2,5%Rm as rochas encontram-se maduras em relação à produção de gás seco e sobremaduras em relação à produção de petróleo. As rochas são consideradas sobremaduras para valores de refletância compreendidos entre 2 e 4%, todavia na interface entre a catagénese e a metagénese pode ocorrer a produção de gás húmido (Fernandes, 2000; Lopes, 2013) (Fig. 6.1).

Correlação aproximada entre diferentes parâmetros						Níveis de Evolução Térmica da MO	Grau do Carvão	Zonas de potencial geração e desaparecimento de hidrocarbonetos
%Rm	Fluorescência da Esporinite			TAI (1-5)	Escala de Cores			
	Intensidade	Cor	λ Máx. (nm)					
0,2	Alta a Média	Azul-Verde	500	1		Diagéne	Turfa	CH4 Biogénico (Zona Imatura)
0,3				1+			Legnito	
	Alta a Média	Verde		2-			Sub-betuminoso	
0,4			540	2			Catagéne	
0,5	Alta a Média	Amarelo claro		2+				
0,6				3-				
0,7	Alta a Baixa	Amarelo	600	3		Betuminoso de média volatilidade		Oil Window
0,8								
0,9			640	3+		Betuminoso com baixa volatilidade	Gás Seco	
1								
1,3	Baixa	Laranja-Castanho						
1,35		Vermelho	680	4-		Semi-antracite		
1,5	A esporinite dos esporos e pólenes não fluoresce				4		Antracite	
2								
2,5								
3,0	A esporinite dos esporos e pólenes não fluoresce		4+	5		Meta-antracite		
4								
5								
>10	A esporinite dos esporos e pólenes não fluoresce		5	5		Grafite		

Fig. 6.1 – Representação das correlações entre vários parâmetros de avaliação da maturação orgânica (Costa, 2015 adaptado de Fernandes, 2000).

Apesar da importância desta técnica para o estudo da maturação orgânica existem algumas condicionantes à sua aplicação que devem ser tidas em conta. Enunciam-se seguidamente algumas, recorrendo a Fernandes (2000), que sistematiza os resultados dos estudos de diversos autores;

- A refletância da vitrinite pode ser afetada pelos efeitos dos macerais do grupo da exinite-liptinite (como resultado da impregnação de material betuminoso) ou pela incorporação suplementar de hidrogénio na estrutura da vitrinite durante a diagénese (Buiskool Toxopeus, 1983, Price &

Barker, 1985 e Fang & Jianyu, 1992 *in* Fernandes, 2000). Fenómeno conhecido como “supressão da reflectância da vitrinite”.

- ii. Existem rochas com um grande potencial para gerar hidrocarbonetos e que são pobres em vitrinite (Correia, 1967; Staplin, 1969 e Burgess, 1974 *in* Fernandes, 2000).
- iii. A vitrinite, que está presente na MO das plantas superiores, não ocorre em rochas anteriores ao período Silúrico Superior, dada a inexistência daquelas. No entanto, partículas semelhantes à vitrinite estão frequentemente presente nas formações mais antigas indicando outras fontes de vitrinite que não derivam da madeira fóssil (Buchardt & Lewan, 1990 *in* Fernandes, 2000), o que pode gerar algumas confusões de interpretação.
- iv. Este maceral não é um composto único, pelo contrário, varia com a composição original dos percursos botânicos e com as reações bioquímicas que ocorreram nas etapas iniciais da diagénese (McCartney & Teichmüller, 1972 e Buiskool Toxopeus, 1983 *in* Fernandes, 2000).
- v. Abaixo de 1%Rm, este parâmetro é considerado pouco preciso e abaixo de 0,45%Rm é mesmo impreciso (Stach *et al.* 1982 e Robert, 1988 *in* Fernandes, 2000).
- vi. A degradação ou oxidação natural da vitrinite podem causar alterações nos valores da reflectância (Chandra *in* Stach *et al.* 1982; Lemos de Sousa, 1978 *in* Fernandes, 2000).
- vii. As amostras podem apresentar reduzida quantidade de vitrinite ou os grãos serem de tamanho pouco adequado para a medição, tornando-se a observação pouco fiável (Fernandes, 2000).
- viii. A fiabilidade dos valores da reflectância da vitrinite pode ser afetada por erros de manipulação laboratorial, como o mau polimento das amostras (Buiskool Toxopeus, 1983 *in* Fernandes, 2000).

Apesar de alguns factores, como a pressão ou tempo, condicionarem o aumento da reflectância da vitrinite, o principal factor é a temperatura (Murchinson *et al.*, 1985 *in* Fernandes, 2000). Um aumento linear de temperatura reflete-se num aumento exponencial na reflectância da vitrinite, o que não se observa noutros grupos de macerais. As transformações químicas, que ocorrem durante a incarbonização dos macerais e se traduzem num aumento do conteúdo de carbono e num decréscimo dos componentes voláteis, são graduais e acompanhadas de mudanças nas propriedades físicas, designadamente na reflectância da vitrinite e na fluorescência. Porém, em determinados momentos do processo de incarbonização ocorrem oscilações repentinas, conhecidas como *saltos de incarbonização* (Stach *et al.*, 1982 *in* Fernandes, 2000) (Fig. 6.1).

O *primeiro salto de incarbonização* ocorre quando o valor médio de reflectância da vitrinite é de 0,5%, coincidindo com o início da janela do petróleo e com a formação de micrinite. O *segundo salto*, que é caracterizado pelo desaparecimento da fluorescência nos macerais do grupo da exinite-liptinite e em que a reflectância média da vitrinite é de 1,5%, assinala o final da janela do petróleo e o início da produção de metano termogénico. O *terceiro salto de incarbonização*, que apresenta 2,5%Rm, coincide com a perda acrescida de matéria volátil (especialmente hidrogénio que é libertado sob a forma de metano) e

condensação dos anéis aromáticos da vitrinite. O *quarto salto de incarbonização* apresenta 3,7%Rm e coincide com uma maior libertação de metano e uma aceleração das reações responsáveis pela condensação dos anéis aromáticos da vitrinite (Fernandes, 2000).

6.2.2 Fluorescência dos palinomorfos

A análise da fluorescência dos palinomorfos, quando observados ao microscópio, é uma ferramenta de pesquisa muito importante para os estudos palinológicos, pois permite: *i.* diferenciar rochas geradoras e não-geradoras de hidrocarbonetos; *ii.* avaliar o nível de maturação termal; *iii.* avaliar o potencial gerador de hidrocarbonetos do material orgânico disperso nas rochas sedimentares (Fernandes, 2000; Mendonça Filho *et al.*, 2012).

A fluorescência, para além de diferenciar os constituintes orgânicos do conjunto do querogénio (Mendonça Filho *et al.*, 2012), é essencial para diferenciar material amorfo fluorescente (potencial gerador de petróleo - oil-prone) e material amorfo não-fluorescente, com provável origem em tecidos vegetais lenhosos (potencial gerador de gás - gas-prone ou sem potencial gerador) (Fernandes, 2000). Esta técnica deve-se ao facto de os componentes da matéria orgânica dos sedimentos e rochas sedimentares exibirem fluorescência, quando iluminados com luz ultravioleta e/ou luz azul. A intensidade e a cor da fluorescência dependem da composição e maturação da matéria orgânica, daí ser possível inferir acerca do estágio de maturação das rochas e do seu potencial gerador (Taylor *et al.*, 1998 in Mendonça Filho *et al.*, 2012). Segundo estes últimos autores, a estimativa da intensidade e da cor da fluorescência pode ser determinada através de uma observação qualitativa ou através de medições quantitativas do espectro de fluorescência (microscópio fotométrico). No presente estudo, optou-se por uma abordagem qualitativa.

Quando excitadas por raios de alta energia e comprimento de onda mais baixo (luz azul de 447 nm e Ultravioleta) determinadas moléculas e compostos orgânicos emitem raios de maior comprimento de onda, dentro do espectro visível e mesmo no campo dos infra-vermelhos. À medida que a maturação da MO ocorre, as cores da fluorescência vão-se deslocando gradualmente no espectro, dos comprimentos de onda mais baixos para os mais altos, ou seja, do azul e verde para o amarelo, o laranja e, por último, o vermelho (Fernandes, 2000).

Van Gijzel (1979 in Fernandes, 2000) salientou diferenças relevantes na cor da fluorescência de vários sub-macerais do grupo da liptinite-exinite que indicam a sua presença em rochas imaturas, maduras e sobrematuras. A esporinite é o sub-maceral com mudanças mais consistentes no espectro da cor e na intensidade da fluorescência até à base da janela de petróleo, após o qual desaparece a fluorescência. A gama de cores da fluorescência de esporos e pólenes vai do azul ao vermelho, dependendo das espécies, enquanto nas algas se inicia no verde e apresenta maior intensidade. Por seu lado, os acritarcas e a MOA derivada das algas podem ainda manter alguma fluorescência mesmo depois do segundo salto de incarbonização. A fluorescência dos esporos é um parâmetro muito importante no estudo da maturação

orgânica dos materiais de baixo rank. É adequada para a avaliação dos níveis de maturação das rochas geradoras muito ricas, de baixo rank, quando a vitrinite é escassa ou ausente ou os seus valores poucos fiáveis (Fernandes, 2000).

Segundo Teichmuller (1974 *in* Fernandes, 2000), as mudanças nos parâmetros de fluorescência são consequência de importantes transformações nos macerais do grupo liptinite-exinite, as quais ocorrem quando os valores de refletância da vitrinite se situam nos valores 0.5%, 0.8% - 0.9% e 1.3% - 1.5%*Rm*, que correspondem ao início, ao pico e ao final da janela do petróleo, respetivamente. Durante o segundo salto de incarbonização, que se situa entre os carvões betuminosos de baixa e médio volatilidade e com valores de refletância compreendidos entre 1,2-1,6%*Rm*, toda a fluorescência desaparece.

6.2.3 Cor dos palinomorfos

A observação qualitativa da cor dos palinomorfos, tal como a da fluorescência, é um parâmetro ótico de estudo da maturação orgânica muito utilizado para avaliar a maturação térmica das rochas sedimentares, e em investigações sobre rochas geradoras de hidrocarbonetos (Fernandes *et al.*, 2015; Goodhue & Clayton, 2010). De acordo com Fernandes (2000), os palinólogos têm vindo a concluir que, quando os esporos são observados à luz transmitida, a sua cor muda e que essas mudanças, de cores claras para cores escuras, indicam o aumento da profundidade e temperatura dos sedimentos. Staplin (1969 *in* Fernandes, 2000; Goodhue & Clayton, 2010) desenvolveu o Índice de Alteração Térmica (Thermal Alteration Index – TAI) que é uma técnica, relativamente simples e rápida, de avaliação dos níveis de maturação dos concentrados de querogénio, utilizando as alterações de cor dos esporos e pólenes. A escala adotada nesta técnica varia de 1 a 5 valores que representam as mudanças de cor do querogénio, de amarelo-claro a amarelo-escuro, castanho-claro a castanho-escuro e finalmente preto. As observações, de caráter subjetivo, são baseadas em estimativas de cor, considerando apenas grandes variações, e não permitem evidenciar pequenas diferenças entre amostra. Estas dificuldades levaram a que surgissem outras escalas, como por exemplo, a de Correia (1967 *in* Fernandes, 2000) que definiu uma escala de 1 a 6, a “Robertson Research” escala de 1 a 10, ou a dos laboratórios “GeoChem” que utilizam uma variante da escala de Staplin com diferenciação em 2+ e 2- (Pereira, 1997).

Neste estudo, utilizou-se o “Philips Petroleum Colour Standard”, versão nº2 (1984 *in* Fernandes, 2000), que é uma adaptação da TAI com mais tonalidades das cores deste índice (Fig. 6.2).












MATURITY	COLOR	TAI- 1-5	VITRINITE REFLECT- ANCE
IMMATURE		1	
		1+	
		2-	
		2	
MATURE MAIN PHASE OF LIQUID PETROLEUM GENERATION		2+	0.5%
		3-	
		3	
		3+	
DRY GAS OR BARREN		4-	1.3%
		4	
		(5)	

Fig. 6.2 - Philips Petroleum Colour Standard versão nº2, 1984 (Fernandes, 2000).

As cores observadas nas partículas de querogénio indicam diferentes graus de maturidade das rochas sedimentares, sendo que o amarelo corresponde a rochas imaturas, o castanho-claro e o castanho a rochas maduras e o castanho-escuro e o preto a rochas sobrematuras (Fernandes, 2000). As cores utilizadas na escala são relativas ao material proveniente de plantas terrestres, nomeadamente esporos, pólenes, fitoclastos e MOA. Quando os palinomorfos são escassos ou inexistentes, pode usar-se outros componentes, designadamente fitoclastos e MOA, para avaliar o nível de maturação. Estas partículas também demonstram mudanças na cor decorrentes da oxidação e da alteração térmica (Batten, 1996). No entanto, a observação das mudanças de cor dos esporos e pólenes permite interpretações mais fiáveis, uma vez que a exinite apresenta maior consistência do que outros componentes do querogénio, face ao aumento da temperatura durante o processo de maturação orgânica (Correia, 1971 *in* Fernandes, 2000).

Dado que as mudanças nos palinomorfos, designadamente nos esporos e pólenes, durante o ciclo de sedimentação, são progressivas e irreversíveis, o estudo da cor é um procedimento fiável para a identificação do grau de maturação das rochas, sobretudo se for utilizado em correlação com outras técnicas, tais como a fluorescência dos palinomorfos e o poder refletor da vitrinite (Fernandes *et al.*, 2015). O uso dos índices de cor tem ainda a vantagem de ser uma técnica pouco dispendiosa e aplicável a diversos tipos de rochas sedimentares (Fernandes, 2000).

Todavia, o uso dos índices de cor dos palinomorfos, tal como a técnica da fluorescência, apresenta um caráter subjetivo, pois depende da experiência do investigador, o que é agravado pelo facto de não existirem escalas-padrão universalmente aceites (Pereira, 1997; Fernandes, 2000; Goodhue & Clayton, 2010).

Nem todas as espécies de palinomorfos são adequadas para a determinação de TAI. No caso dos esporos não são adequados os que apresentam fraca ornamentação e parede fina ou os que possuem parede espessa e são muito ornamentados. Assim, os palinomorfos mais indicados ao estudo da maturação através dos TAI são os esporos com a exina lisa de espessura média, tais como *Punctatisporites* spp., *Calamospora* spp. ou *Laevigatosporites* spp. (Fernandes, 2000; Fernandes *et al.*, 2015; Pereira *et al.*, 2016).

6.3 Análise e Interpretação dos dados da ETA-75

A análise e interpretação dos dados das amostras da sondagem ETA-75, apoiaram-se nas abordagens teórico-conceituais que acabam de ser apresentadas, sendo que para estudar a evolução da maturação térmica na bacia de Moatize-Minjova recorreu-se a técnicas óticas, com utilização dos parâmetros, poder refletor da vitrinite, fluorescência e cor dos palinomorfos.

Para a poder refletor da vitrinite foram analisadas as amostras, M-22, M-25 e M-30, que se situam no início, relativamente a meio e no fim da sondagem ETA-75, respetivamente. A MO particulada observada nestas amostras é abundante e os macerais que ocorrem em maior número pertencem ao grupo da vitrinite.

Nos histogramas 6.1, 6.2 e 6.3 apresentam-se os resultados da distribuição das medições do poder refletor da vitrinite nas amostras analisadas, tendo-se avaliado 100 partículas em cada amostra. Na amostra M-22 verificou-se o valor de 1,34%Rm, com desvio-padrão de 0,11. Na amostra M-25 verificou-se o valor de 1,15%Rm, com desvio-padrão de 0,16. Na amostra M-30 verificou-se o valor de 1,39%Rm, com desvio-padrão de 0,14. Nas três amostras regista-se uma distribuição aproximadamente simétrica dos valores da refletância em relação à média, com desvios-padrão relativamente baixos, sugerindo uma boa qualidade dos dados (Taylor *et al.*, 1998).

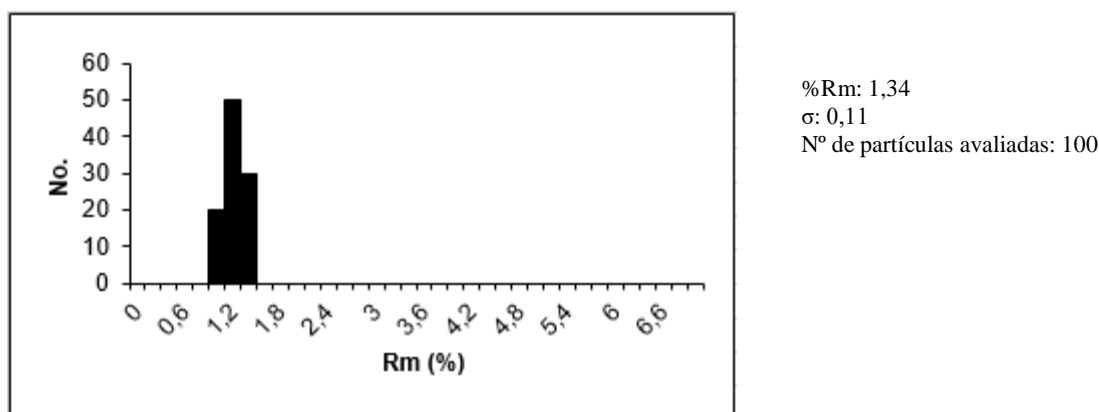
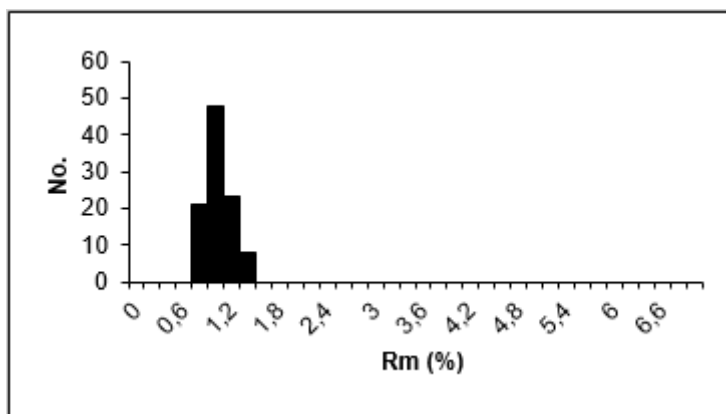
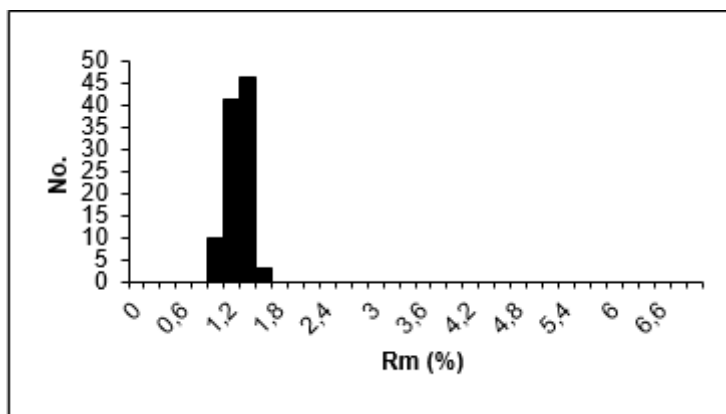


Gráfico 6.1 – Histograma com os valores de refletância da vitrinite na amostra M-22.



%Rm: 1,15
 σ : 0,16
 N° de partículas avaliadas: 100

Gráfico 6.2 – Histograma com os valores de refletância da vitrinite na amostra M-25.



%Rm: 1,39
 σ : 0,14
 N° de partículas avaliadas: 100

Gráfico 6.3 – Histograma com os valores de refletância da vitrinite na amostra M-30.

Diversas são as abordagens para avaliar a história térmica das rochas geradoras de hidrocarbonetos. Factores como a porosidade, a compactação e os processos diagenéticos são difíceis de avaliar quantitativamente e os efeitos da deposição em profundidades elevadas são imprevisíveis quando a magnitude da deposição é desconhecida. Os resultados obtidos da maturação orgânica demonstram uma relação entre a maturação e a profundidade dos sedimentos, sugerindo que o aquecimento durante a deposição foi o principal processo de controlo da maturação orgânica (Fernandes *et al.*, 2015). Assim, alguns autores como Bray *et al.* (1992), Fernandes *et al.* (2015) optam pela metodologia do poder refletor da vitrinite pois permite estimar as paleotemperaturas máximas e o gradiente paleogeotérmico dos sedimentos na fase inicial do arrefecimento.

A partir dos valores do poder refletor da vitrinite (%Rm) das três amostras aplicou-se a equação empírica de Barker (1988 in Fernandes *et al.*, 2015) para calcular as paleotemperaturas, $T(^{\circ}\text{C}) = 104 \ln (\%Rm) + 148$, em que $T(^{\circ}\text{C})$ é o valor de paleotemperatura máxima atingida pela rocha e Rm a medida da refletância da vitrinite.

Tabela 6.2 – Valores da refletância da vitrinite e respectivos desvios-padrão das amostras estudadas.

Amostras	Profundidade (m)	Litologia	Refletância da vitrinite (%Rm)	Desvio-padrão (σ)	Paleotemperatura (°C)
M-22	10,19	Arenitos e argilitos	1,34	0,11	178,4
M-25	70,68	Argilitos carbonosos e siltitos	1,15	0,16	162,5
M-30	99,65	Diamictitos intercalados com argilitos e siltitos	1,39	0,14	182,2

As amostras M-22, M-25 e M-30 apresentam valores médios de refletância da vitrinite de 1,34, 1,15 e 1,39 respetivamente, enquanto os valores obtidos das paleotemperaturas máximas para as mesmas amostras são 178,4°C, 162,5°C e 182,2°C (Tabela 6.2). O gradiente paleogeotérmico calculado na sondagem ETA-75 é de 38°C/km. Verifica-se que este valor é superior ao gradiente geotérmico atual (30°C/Km), o que poderá explicar-se pela proximidade a intrusões ígneas (doleritos), das rochas sedimentares intersectadas, como se pode verificar no log da sondagem. Este valor de gradiente geotérmico mais elevado que o atual verificado na litosfera continental (Allen & Allen, 2013 *in* Fernandes *et al.*, 2015) é característico de bacias continentais extensionais relacionadas com rifting, como é o caso da bacia de Moatize-Minjova, podendo esta ser outra explicação (Carvalho, 1977, Lachelt, 2004 e GTK Consortium, 2006 *in* Fernandes *et al.*, 2015).

Segundo Fernandes *et al.* (2015), é possível estimar a secção sedimentar erodida, nas bacias sedimentares onde as rochas atingiram as temperaturas máximas, que foi necessária para que os valores de refletância da vitrinite sejam coerentes. Foi utilizada a fórmula de cálculo de Bray *et al.* (1992), obtendo-se o valor de 4,7 km de material sedimentar erodido para a ETA-75. Secções sedimentares igualmente espessas têm sido encontradas noutros bacias do Karoo extensionais relacionadas com rifting da África Oriental e com a bacia de Moatize-Minjova, no que respeita à sua origem (Cairncross, 2001; Catuneanu *et al.*, 2005 *in* Fernandes *et al.*, 2015). Trabalhos recentes (Costa, 2015; Fernandes *et al.*, 2015; Pereira *et al.*, 2016) referentes à mesma bacia encontraram valores de paleotemperaturas máximas e de secção sedimentar erodida semelhantes aos que foram encontrados na ETA-75.

Relativamente à fluorescência e cor dos palinomorfos, foram analisadas 9 das 15 amostras. A amostra M-25 apresenta uma fluorescência média a baixa de cor amarelo-alaranjado (Fig. 6.3). Porém, de um modo geral, as amostras apresentam uma fluorescência de intensidade baixa e de cor laranja escuro (Fig. 6.4). A análise da cor dos palinomorfos, seguindo a técnica Philips Petroleum Colour Standard versão nº2, revelou que a tonalidade castanha escura (3+) é a verificada ao longo de toda a sondagem.

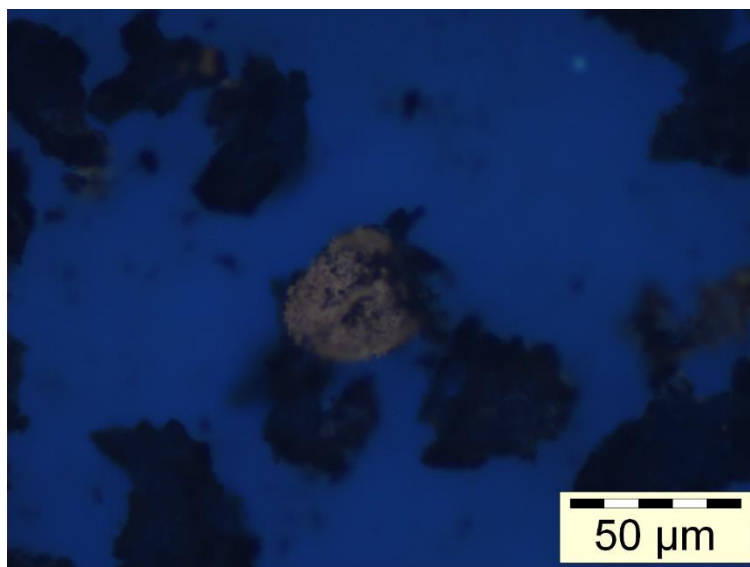


Fig. 6.3 – Fluorescência de um esporo observado na amostra M-25.

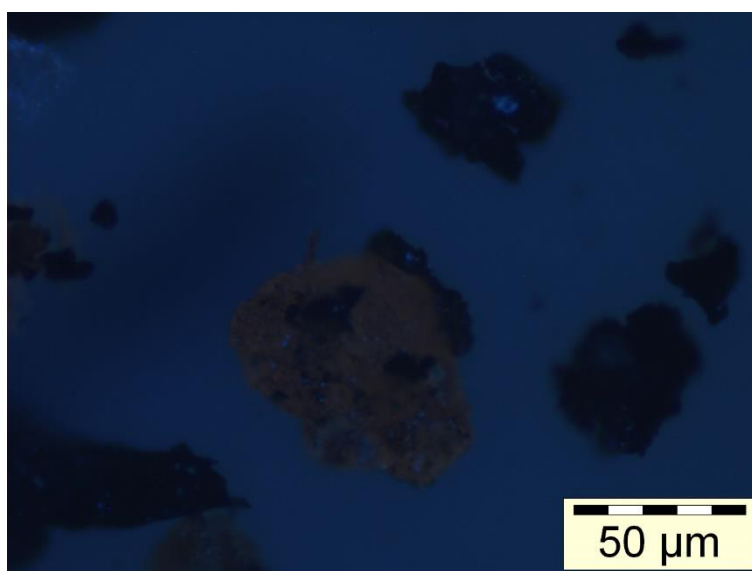


Fig. 6.4 – Fluorescência de um palinomorfo observado na amostra M-30.

Os parâmetros óticos utilizados apresentam resultados congruentes, o que indica que os sedimentos da sondagem ETA-75 se encontram no rank dos carvões betuminosos com médio a baixo valor de volatilidade e numa posição de fronteira entre o final da janela do petróleo e o início da zona de gás húmido (Fig. 6.1). De referir, que a MO observada provém maioritariamente de material de tecidos lenhosos e celulósicos originário de plantas terrestres superiores, indicando tratar-se de querogénio do tipo III. Este tipo de querogénio é o que possui maior potencial para geração de gás embora seja menos produtivo na geração de hidrocarbonetos líquidos que o querogénio II (Tissot *et al.*, 1974 *in* Fernandes *et al.*, 2000).

7. Considerações Finais

Neste capítulo será apresentada uma visão geral do trabalho de pesquisa, correlacionando as suas diversas partes no sentido de se evidenciar os seus principais contributos, bem como as suas limitações e algumas ideias de investigação futuras.

As amostras estudadas fazem parte da sondagem ETA-75, realizada na Bacia de Moatize-Minjova, situada na região centro-oeste de Moçambique, que se encontra em exploração ativa de carvão (Fernandes *et al.*, 2015; Pereira *et al.*, 2016). A sucessão estratigráfica de Moatize-Minjova consiste em rochas do Karoo que pertencem ao SGK (GTK Consortium, 2006), cuja litologia se divide em rochas sedimentares mais antigas (Karoo Inferior) e rochas ígneas mais recentes (Karoo Superior). A sondagem intersectou as unidades estratigráficas do Karoo Inferior.

Foram observadas, ao microscópio ótico de luz transmitida, 15 amostras das quais 13 revelaram-se ricas em material palinológico. Identificaram-se 1853 espécimes, dos quais 1161 foram classificados, distribuindo-se por 48 géneros e 64 espécies. O estudo palinoestratigráfico permitiu evidenciar duas associações caracterizadas pelo domínio de pólenes dissacados estriados (*Corisaccites alutas*, *Guttulapollenites hannonicus*, *Hamiapollenites* spp., *Protohaploxypinus* spp. e *Striatopodocarpites* spp.) assim como de não-estriados (*Alisporites* spp.), pela ocorrência rica de *Weylandites* spp. e *Vittatina* spp. e ainda pela presença de taxa estratigraficamente relevantes como *Gnetaceapollenites sinuosus*, *Laevigatosporites* spp., *Lueckisporites*, *Polypodiisporites*, entre outros. A primeira ocorrência de *Guttulapollenites hannonicus* na sondagem ETA-75 (amostra M-26) marca a passagem do Wuchiapingiano para o Changhsingiano (Falcon, 1984 in Pereira *et al.*, 2016), embora recentemente o trabalho de Barbolini *et al.* (2016) indique que a primeira ocorrência desta espécie pode acontecer na parte superior do Wuchiapingiano. Devido à proximidade paleogeográfica e por definirem detalhadamente as suas biozonas, relativas à parte Inferior do Supergrupo do Karoo, foram utilizados esquemas biozonais baseados nos propostos por Pereira *et al.* (Moçambique, 2016), Costa (Moçambique, 2015), Steiner *et al.* (África do Sul, 2003), Nyambe & Utting (Zâmbia, 1997), Falcon (Zimbabwe, 1975), Wright & Askin (Madagáscar, 1987), Hermann *et al.* (Paquistão, 2012), Lindstrom & McLoughlin (Antártida, 2007). As correlações efetuadas confirmam a datação dos sedimentos no Lopingiano (Wuchiapingiano-Changhsingiano). A elevada percentagem de pólenes indeterminados nas duas associações poderá também ser um indicador de que os sedimentos datam da fase de extinção de flora no final do Pérmico (Pereira *et al.*, 2016).

Estes resultados sugerem que os sedimentos intersectados pela ETA-75 estarão localizados estratigraficamente numa zona de fronteira entre o topo da Formação de Moatize e a base da Formação de Matinde, uma vez que são datados do Lopingiano, o que corrobora os resultados obtidos por Lopes *et al.* (2014), Pereira *et al.* (2014), Costa (2015) e Pereira *et al.* (2016).

A proporção dos diversos grupos de palinofácies nas amostras é um indicador preponderante para a interpretação paleoambiental. A predominância de fitoclastos (78,4%), nomeadamente os não-opacos, no total da MO das amostras da sondagem ETA-75, indicia que a MO teve pouco transporte com eventual deposição em ambientes fluviais. Também o elevado rácio entre fitoclastos equidimensionais e alongados, a significativa abundância de pólenes em relação aos esporos, de pólenes dissacados em relação aos monossacados e dos esporos trilete em relação aos monoletes sugerem a existência de transporte a partir de florestas de gimnospermas próximas dos ambientes aquáticos onde se depositaram, provavelmente ambientes lacustres num sistema fluvio-deltaico (Wheeler & Gotz, 2016a; Wheeler & Gotz, 2016b).

Uma vez que a bacia é exclusivamente continental, a MO é essencialmente lenhosa e celulósica, proveniente das plantas superiores, o que indica a presença de querogénio tipo III nos sedimentos, com potencial gerador de gás (Fernandes, 2000).

O estudo da maturação orgânica permite compreender a história térmica a que os sedimentos foram sujeitos e conhecer o seu potencial gerador de hidrocarbonetos. Neste trabalho, foram utilizadas técnicas óticas, nomeadamente a refletância da vitrinite, a fluorescência e a cor dos palinomorfos. Nas amostras analisadas o poder refletor da vitrinite variou entre 1,15-1,39 %Rm, a fluorescência da esporinite é de baixa intensidade e cor laranja escuro, e a cor castanha escura (3+) dos palinomorfos foi verificada ao longo de toda a sondagem. A congruência destes resultados indica que os sedimentos da sondagem ETA-75 se encontram no *rank* dos carvões betuminosos com médio a baixo valor de volatilidade e numa posição de fronteira entre o final da janela do petróleo e o início da zona de gás húmido.

Foram calculadas as paleotemperaturas máximas para estes sedimentos, que variam entre 162,5°C e 182,2°C, o que significa um gradiente paleogeotérmico de 38°C/km. Este valor, acima do atual verificado (30°C/km), pode ser explicado pela proximidade de intrusões ígneas ou por se tratar de uma bacia continental extensional relacionada com *rifting* (Carvalho, 1977; Lachelt, 2004; GTK Consortium, 2006 in Fernandes *et al.*, 2015). Este parâmetro é muito importante na caracterização da MO na bacia, em termos do potencial gerador de hidrocarbonetos.

Os valores da paleotemperatura também foram utilizados no cálculo da secção sedimentar erodida, aplicando a fórmula de Bray *et al.* (1992). Obteve-se um valor de 4,7 km de sedimentos erodidos na bacia, à semelhança dos resultados obtidos por Fernandes *et al.* (2015) e Costa (2015) também nesta bacia.

Neste tipo de investigação, a abundância e o grau de preservação da MO são fundamentais para a obtenção de resultados fidedignos. Na análise palinológica, constatou-se que a unidade dos argilitos carbonosos e siltitos apresentou-se com uma boa produtividade, relativa à abundância de palinomorfos por amostra, mas com taxa de preservação baixa, enquanto a unidade dos conglomerados apresentou menor produtividade embora com maior nível de preservação. No geral, apesar de se ter obtido uma

quantidade apreciável de palinomorfos, o baixo índice de preservação dos mesmos dificultou a sua observação e classificação.

A diversidade de abordagens teóricas e de métodos de pesquisa utilizados nesta investigação permitiram superar as dificuldades encontradas e assim poderá contribuir para uma melhor compreensão da geologia da bacia de Moatize-Minjova com vista a futuras explorações.

Este trabalho, em conjugação com outros realizados recentemente nesta bacia, poderá ainda trazer alguns elementos para o desenvolvimento da investigação em torno dos limites das unidades estratigráficas da bacia de Moatize-Minjova e respetivas datações, o que será enriquecido com futuros estudos palinológicos.

8. Referências Bibliográficas

- Afonso, R., Marques, J. & Ferrara, M., 1998. *A evolução geológica de Moçambique*, Ministério da Ciência e da Tecnologia, Lisboa: Instituto de Investigação Científica Tropical.
- Anderson, J.M., 1977. *The biostratigraphy of the Permian and Triassic. Part 3.* A review of Gondwana palynology with particular reference to the northern Karoo Basin, South Africa. *Bot. Surv. S. Afr. Mem.* 41, pp. 1-133.
- Atta-Peters, D., Agama, C., I., Asiedu, D., K. & Apesegah, E., 2013. Palynology, palynofacies and palaeoenvironments of sedimentar organic matter from Bonyere -1 Well, Tano basin, western Ghana. *International Letters of Natural Sciences*, Vol. 5, pp. 27-45.
- Backhouse, J., 1991. Permian palynostratigraphy of the Collie Basin, Western Australia. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 67, pp. 237-314.
- Balme, B.E., 1970. Palynology of Permian and Triassic strata in the Salt Range and Surghar Range, West Pakistan. In B Kummel, & C. Teichert (eds.), *Stratigraphic Boundary Problems: Permian and Triassic of West Pakistan*. The University Press of Kansas, Lawrence, KS, pp. 305-453.
- Barbolini, N., 2014. *Palynostratigraphy of the South African Karoo Supergroup and correlations with coeval Gondwanan sucessions*. PhD, Faculty of Science, University of the Witwatersrand, 386 p.
- Barbolini, N., Smith, R., M., H., Tabor, N., J., Sidor, C., A. & Angielczyk, K.,D, 2016. Resolving the age of Madumabisa fossil vertebrates: Palynological evidence from the mid-Zambezi Basin of Zambia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 457, pp. 117-128.
- Batten, D., J., 1996. Chapter 26A. Palynofacies and palaeoenvironmental interpretation; in: Jansonius, J. & McGregor, D.C. (ed.), *Palynology: principals and applications; American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation*, Vol. 3, pp.1011-1064.
- Batten, D., J., 1996. Chapter 26B. Palynofacies and petroleum potential; in: Jansonius, J. & McGregor, D.C. (ed.), *Palynology: principals and applications; American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation*, Vol. 3, pp.1065-1084.
- Borges, M., 2012. *Palinostratigrafia e isótopos estáveis do Jurássico da Bacia Algarvia e da Carrapa-teira*. Tese de doutoramento (não publicada), Faculdade de Ciências e Tecnologia, Univ. do Algarve, pp. 1-473.
- Bray, R., J., Green, P., F. & Duddy, I., R., 1992. Thermal history reconstruction using apatite fission track analysis and vitrinite reflectance: a case study from the UK East Midlands and Southern North Sea. In: *Hardman, R. (Ed.) Exploration Britain: Geological Insight for the Next Decade*, Vol 67. *Geological Society of London Special Edition*, pp. 3-25.
- Cairncross, B., 2001. An overview of the Permian (Karoo) coal deposits of southern Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 33, pp. 529-562.
- Castro, L., 2006. *Dinoflagelados e outros palinomorfos do Miocénico do sector distal da Bacia do Baixo-Tejo*. Tese de doutoramento, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Univ. Nova de Lisboa, 380 p.
- Catuneanu, O., Wopfner, H., Eriksson, P, Cairncross, B., Rubidge, B., Smith, R., & Hancox, P., 2005. The Karoo basins of south-central Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 43, pp. 211-253.
- Colbath, G., K., Grenfell, H., R., 1995. Review of biological affinities of Paleozoic acid-resistant organic walled eukaryotic algal microfossils (including “acritarchs”). *Review of Paleobotany and Palynology*, 86, pp. 287-314.
- Costa, M., 2015. *Palinostratigrafia e maturação orgânica do Karoo da Bacia de Moatize-Minjova, Moçambique*. Dissertação de Mestrado, Faculdade de Ciências e Tecnologia da Univ. Nova de Lisboa, pp. 149.

- Dettmann, M.E., 1963. Upper Mesozoic microfloras from south-eastern Australia. *Proceeding of the Royal Society of Victoria*, 77, pp. 1-148.
- Falcon, R., 1975. Palyno-stratigraphy of the Lower Karroo sequence in the central Sebungwe District, Mid-Zambezi Basin, Rhodesia. *Palaeontologica Africana*, 18, pp. 1-29.
- Fernandes, P., 2000. *Investigation of the stratigraphy, maturation and source-rock potential of Carboniferous black shales in the Dublin Basin*. PhD, Univ. of Dublin, Trinity College, pp. 1-287.
- Fernandes, P., Rodrigues, B., Jorge, R.C.G.S. & Marques, J., 2013. Potencial Gerador de Hidrocarbonetos dos Argilitos Carbonosos do Karoo Inferior (Pérmico) da Bacia de Moatize – Minjova, Província de Tete, Moçambique. In Pacheco, F.A.L., Coke, C.J.M., Lourenço, J.M.M., Costa, M.R.M. & Vaz, N.M.O.C.M. (Edts). *Livro de Actas do VII Seminário Recursos Geológicos, Ambiente e Ordenamento do Território*, pp. 63-70. ISBN: 978-989-704-153-2.
- Fernandes, P., Cogné, N., Chew, D. M., Rodrigues, B., Jorge, R. C.G.S., Marques, J., Jamal, D. & Vasconcelos, L., 2015. The Thermal History of the Karoo Moatize-Minjova Basin, Tete Province, Mozambique: An Integrated Vitrinite Reflectance and Apatite fission track Thermochronology study. *Journal of African Earth Sciences*, 112, pp. 55-72.
- Fernandes, P., Cogné, N., Rodrigues, B., Jorge, R., Marques, J. & Jamal, D., 2014a. História térmica do Supergrupo do Karoo da Bacia Carbonífera de Moatize-Minjova, Província de Tete, Moçambique. Integração de dados do poder reflector da vitrinite e da termocronologia dos traços de fissão da apatite. *Comunicações Geológicas*, 101 (Especial I), pp. 427-431.
- Fernandes, P., Rodrigues, B., Jorge, R., & Marques, J., 2014b. Potencial gerador de hidrocarbonetos dos argilitos carbonosos das Formações de Vúzi e de Moatize (Karoo Inferior) da Bacia Carbonífera de Moatize-Minjova, Província de Tete, Moçambique. *Comunicações Geológicas*, 101 (Especial I), pp. 433-437.
- Foster, C.B., Stephenson, M.H., Marshall, C., Logan, G. A. & Greenwood, P. F., 2002. A revision of Reduviasporonites Wilson 1962: description, illustration, comparison and biological affinities *Palynology*, 26, pp. 35-58.
- Frederiksen, N.O., 1996. Chapter 29. Vegetational history. Introduction; *in*: Jansonius, J. & McGregor, D.C. (ed.), *Palynology: principles and applications; American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation*, Vol. 3, pp. 1129-1131.
- Goodhue, R., Clayton, 2010. Palynomorph Darkness Index (PDI) - A new technique for assessing thermal maturity, *Palynology*, Vol. 34, Nº 2, pp. 147-156.
- Grenfell, H., R., 1995. Probable fóssil zygnematacean algal spore genera. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 84, pp. 201-220.
- GTK Consortium, 2006. *Notícia Explicativa; Volume 2: Folhas Mecumbura (1631), Chioco (1632), Tete (1633), Tambara (1634), Guro (1732,1733), Chemba (1734), Manica (1832), Catandica (1833), Go-rongosa (1834), Rotanda (1932), Chimoio (1933) E / e Beira (1934), Escala 1: 250000, Maputo: Ministério dos Recursos Minerais, Direcção Nacional de Geologia, Moçambique*, 449 p.
- Hermann, E., Hochuli, P., A., Bucher, H., Bruhwiler, T., Hautmann, M., Ware, D., Weissert, H., Roohi, G., Yaseen, A. & Khalil-ur-Rehman, 2012. Climatic oscillations at the onset of the Mesozoic inferred from palynological records from the North Indian Margin. *Journal of the Geological Society*, Vol. 169, pp. 227-237.
- Jarzen, D. M. & Nichols, D. J., 1996. Chapter 9. Pollen; *in*: Jansonius, J. & McGregor, D.C. (ed.), *Palynology: principles and applications; American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation*, Vol. 1, pp. 261-291.
- Johnson, M. R., Van Vuuren, J. C., Hegenberger, W.F., Key, R., & Shoko, U., 1996. Stratigraphy of the Karoo Supergroup in Southern Africa: an overview. *Journal of African Earth Sciences*, Vol. 23, Nº 1, pp. 3-15.

- Lindstrom, S. & McLoughlin, S., 2007. Synchronous palynofloristic extinction and recovery after the end-Permian event in the Prince Charles Mountains, Antarctica: Implications for palynofloristic turnover across Gondwana. *Review of Palaeobotany and Palynology*, Vol. 145, pp. 89-122.
- Lopes, G., 2013. *Investigação em palinologia e isótopos estáveis do Paleozoico da Zona Centro-Ibérica (Buçaco, Dornes, Mação e Portalegre) e Zona de Ossa-Morena (Toca da Moura e Barrancos), Portugal. Implicações paleogeográficas e paleoambientais*. Tese de doutoramento, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Univ. do Algarve, 646 p.
- Lopes, G., Pereira, Z., Fernandes, P. & Marques, J., 2014. Datação Palinológica dos Sedimentos Glaciogénicos da Formação (Tíltica) de Vúzi, sondagem ETA 65, Bacia Carbonífera de Moatize-Minjova, Moçambique – Resultados Preliminares. *Comunicações Geológicas*, 101 (Especial I), pp. 481-484.
- Macrae, C.S., 1988. Palynostratigraphic correlation between the Lower Karoo sequence of the Waterberg and Pafuri coal-bearing basins and the Hammanskraal plant macrofossil locality, Republic of South Africa, *Memoir Geological Survey*, 75, pp. 1-217.
- McLean, D. 1993. *A palynostratigraphic classification of the Westphalian of the southern north sea Carboniferous Basin*. Doctoral thesis. Sheffield: University Of Sheffield.
- Mendonça Filho, J. G. & Menezes, T. R., 2001. *Curso de Palinofácies e Fácies Orgânica*. RJ, IGEO, 119 p.
- Mendonça Filho, J. G., Menezes, T. R., Mendonça, J. O., Oliveira, A. D., Silva, T. F., Rondon, N. F., Da Silva, F. S., 2012. Organic Facies: Palynofacies and Organic Geochemistry Approaches. Panagiotaras, D. (Ed), *Geochemistry — Earth's System Processes*. InTech, pp. 211-248.
- Menezes, T.R., Mendonça Filho, J.G., Araujo, C.V., de Sousa, I.V. A.F. & Mendonça, J.O. 2008. Fácies orgânica: conceitos, métodos e estudos de casos na indústria do petróleo. *Revista Brasileira de Geociências*, Vol 38 (2 – suplemento), pp. 80-96.
- Modie, B.N., 2007. *The Palaeozoic Palynostratigraphy of the Karoo Supergroup and Palynofacies Insight Into Palaeoenvironmental Interpretations, Kalahari Karoo Basin, Botswana*. Tese de doutoramento, não publicada. Univ. de Bretagne Occidentale, 300 p.
- Nyambe, I. A. & Utting, J., 1997. Stratigraphy and palynostratigraphy, Karoo Supergroup (Permian and Triassic), mid-Zambezi Valley, Southern Zambia. *Journal of African Sciences*, Vol. 24, nº 4, pp. 563-583.
- Peppers, R. A., 1964. *Spores in Strata of Late Pennsylvanian Cyclothems In the Illinois Basin*. Urbana, Illinois: Illinois State Geological Survey Bulletin 90.
- Pereira, Z., 1997. *Palinologia e petrologia orgânica do sector Sudoeste da Zona Sul Portuguesa*. Tese de doutoramento (não publicada). Faculdade de Ciências, Univ. do Porto, Porto, pp. 1-406.
- Pereira, Z., Lopes, G., Fernandes, P. & Marques, J., 2014. Estudo palinoestratigráfico da sondagem ETA 72 do Karoo Inferior da Bacia de Moatize, Moçambique - resultados Preliminares. *Comunicações Geológicas*, 101 (Especial I), pp. 543-546.
- Pereira, Z., Lopes, G., Fernandes, P., Marques, J., & Vasconcelos, L., 2016. The Permian-Triassic transition in the Moatize-Minjova Coal Basin, Karoo Supergroup, Mozambique: a Palynological Perspective. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 29 p.
- Playford, G. & Dettmann, M.E., 1996. Chapter 8. Spores; in: Jansonius, J. & McGregor, D.C. (ed.), *Palynology: principles and applications; American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation*, Vol. 1, pp. 227-260.
- Playford, G., & Rigby, J., 2008. Permian palynoflora of the Ainiim and Aiduna formations, West Papua. *Revista Española de Micropaleontología*, Vol. 40, nº 1-2, pp. 1-57.
- Potonié, R., Kremp, G.O.U., 1954. Die Gattungen der Paläozoischen spora dispersae und ihre Stratigraphie. *Geologischen Jahrbuch*, 69, pp. 111-194.

- Ribeiro, N., L., T., V., P., 2011. *Contribuição para o estudo da matéria orgânica do Sinemuriano Superior de S. Pedro de Moel e de Peniche (Portugal)*. Dissertação de Mestrado, Faculdade de Ciências e Tecnologia da Univ. de Coimbra. pp. 99.
- Scotese, C.R., Boucot, A.J., & McKerrow, W.S., 1999. Gondwanan palaeogeography and palaeoclimatology. *Journal of African Earth Sciences*, Vol. 28, N° 1, pp 99-114.
- Semkiwa, P., Kalkreuth, W., Utting, J. Mpanju, F., & Hagemann, H., 2003. The geology, petrology, palynology and geochemistry of Permian coal basins in Tanzania: 2. Songwe-Kiwira Coalfield. *International Journal of Coal Geology*, 55, (2003), pp. 157-186.
- Silva, Y.M.P., Meyer, K.E.B., Perônico, C. & Castro, P.T. A., 2010. Palinofácies de uma sequência sedimentar quaternária da Lagoa Preta, Parque Estadual do Rio Doce, MG, Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 13 (1), janeiro/abril, pp.49-56.
- Smith, A.H., Butterworth, 1967. Miospores in the coal seams of the Carboniferous of Great Britain. *Special papers in Palaeontology*, London, N°1, 324 p.
- Steiner, M., B., Eshet, Y., Rampino, M., R. & Schwindt, D., M., 2003. Fungal abundance spike and the Permian-Triassic boundary in the Karoo Supergroup (South Africa). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 194, pp. 405-414.
- Stephenson, M. H., 2004. Early Permian spores from Oman and Saudi Arabia. *Carboniferous, Permian and Early Triassic Arabian Stratigraphy*, pp. 185-215.
- Stephenson, M. H., 2008. Spores and Pollen from the Middle and Upper Gharif Members (Permian) of Oman. *Palynology*, 32, pp.157-182.
- Taylor, G.H., Teichmüller, M., Davis, A., Diessel, C.F.K., Littke, R., Robert, P., 1998. *Organic Petrology*; Gebrüder Borntraeger, Berlin, 704 p.
- Tissot, B. & Welte, D.H., 1984. *Petroleum Formation and Occurrence: A new approach to oil and gas exploration*, Springer-Verlag, Berlin, 699 p.
- Traverse, A., 2007. Paleopalynology in: Landman, N.H., Jones, D.S. (eds.), Topics in Geobiology Series, *American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation*, Springer, Dordrecht, 28, pp. 1-814.
- Tripathi, A., Vijaya, & Ram-Awatar, 2006. Atlas of Spores and Pollen from the Triassic Succession of India. Uttar Pradesh, India: *Diamond Jubilee Special Publication*.
- Utting, J., 1978. Lower Karoo pollen and spore assemblages from the coal measures and underlying sediments of the Siankondobo coalfield, Mid-Zambezi valley, Zambia. *Palynology*, pp. 53-68.
- Warrington, G., 1996. Chapter 18E. Permian spores and pollen; in: Jansonius, J. & McGregor, D.C. (ed.), *Palynology: principles and applications; American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation*, Vol. 2, pp. 607-619.
- Wheeler, A. & Gotz, A., 2016a. Palynofacies patterns of the Highveld coal deposit (Karoo Basin, South Africa): Clues to reconstruction of palaeoenvironment and palaeoclimate. *Palaeobotanica*, Vol. 56, pp. 3-15.
- Wheeler, A. & Gotz, A., 2016b. Palynofacies as a tool for high-resolution palaeoenvironmental and palaeoclimatic reconstruction of Gondwanan post-glacial coal deposits: No. 2 Coal Seam, Witbank Coalfield (South Africa) *Palaeobio Palaeoenv.*
- Wood, G.D., Gabriel, A.M. & Lawson, J.C., 1996. Chapter 3. Palynological techniques – processing and microscopy; in: Jansonius, J. & McGregor, D.C. (ed.), *Palynology: principles and applications; American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation*, Vol. 1, pp. 29-50.

Wright, R., P. & Askin, R., A., 1987. The Permian-Triassic boundary in the Southern Morondava Basin of Madagascar as defined by plant microfossil. *Gondwana Six: Stratigraphy, Sedimentology and Paleontology*, Vol. 41, pp. 157-166.

9. Webgrafia

Governo da Província de Tete, 2008. *Portal do Governo da Província de Tete*, consultado em outubro de 2015, disponível em <http://www.tete.gov.mz/tete>

(LNEG) Laboratório Nacional de Energia e Geologia, I.P, 2010. *Palinogloss-Glossário de Palinologia*, consultado em 14 de abril de 2016, disponível em: <http://geoportal.lneg.pt/geoportal/bds/palinogloss/>

Países localizados na África Austral [mapa] (n.d.). Consultado em 4 de setembro de 2016, disponível em <https://www.google.pt/maps/search/Southern+Africa>

Punt, W., Blackmore, S., Nilsson, S. & Le Thomas, A., 1994. *Glossary of Pollen and Spore Terminology*, consultado em 21 de abril de 2016, disponível em: <http://www.pollen.mtu.edu/glos-gtx/glos-int.htm>

Suárez-Ruiz, I., 2012. *Organic Petrology: An Overview*, *Petrology - New Perspectives and Applications*, Prof. Ali Al-Juboury (Ed.), ISBN: 978-953-307-800-7, InTech, consultado em 5 de junho de 2016, disponível em: <http://www.intechopen.com/books/petrology-new-perspectives-and-applications/organic-petrology-an-overview>

Anexo I: Estampas ilustrativas de palinofácies

Nas estampas que se seguem encontram-se ilustrações das partículas de MO selecionadas. Nas estampas de 1 a 2 apresentam-se ilustrações dos subgrupos dos fitoclastos; na estampa 3 apresentam-se ilustrações de fitoclastos (partícula 1), membranas (partículas 2, 3 e 4) e MOA (partícula 5); na estampa 4 apresentam-se ilustrações de MOA (partícula 1) e betume (partícula 2 e 3); na estampa 5 apresentam-se ilustrações de pólenes (espécimenes 1, 2 e 3) e esporos (espécimenes 4, 5 e 6).

Na legenda, cada partícula está referenciada segundo o respetivo subgrupo da MO, nome da sondagem, número da amostra, número da lâmina e coordenadas de microscópio.

Estampa 1

1. Fitoclasto opaco alongado, ETA-75, amostra M-31, lâmina 31-1, CM 1001-588
2. Fitoclasto não-opaco não-biostruturado, ETA-75, amostra M-27, lâmina 27-1, CM 972-603
3. Fitoclasto não-opaco não-biostruturado, ETA-75, amostra M-30, lâmina 30-1, CM 1023-435
4. Fitoclasto não-opaco não-biostruturado, ETA-75, amostra M-33, lâmina 33-1, CM 989-543
5. Fitoclasto opaco equidimensional, ETA-75, amostra M-30, lâmina 30-1, CM 902-476

Estampa 1



Estampa 2

1. Fitoclasto não-opaco perfurado, ETA-75, amostra M-25, lâmina 25-1, CM 1103-412
2. Fitoclasto não-opaco perfurado bandado, ETA-75, amostra M-27, lâmina 27-1, CM 988-405
3. Fitoclasto não-opaco perfurado listrado, ETA-75, amostra M-27, lâmina 27-1, CM 1045-654

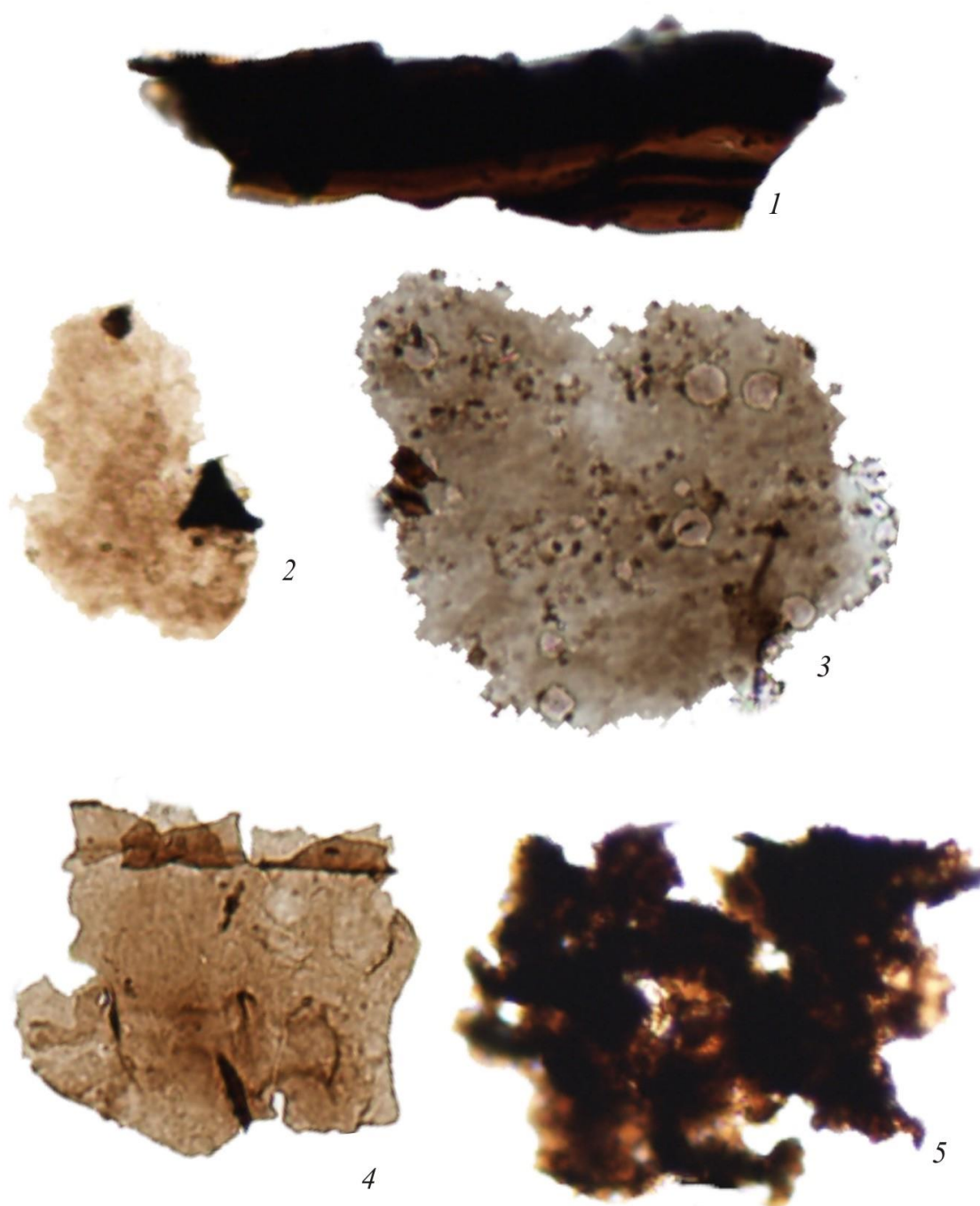
Estampa 2



Estampa 3

1. Fitoclasto não-opaco listrado, ETA-75, amostra M-34, lâmina 34-1, CM 966-612
2. Membrana, ETA-75, amostra M-25, lâmina 25-1, CM 1009-588
3. Membrana, ETA-75, amostra M-26, lâmina 26-1, CM 990-375
4. Membrana, ETA-75, amostra M-35, lâmina 35-1, CM 1143-455
5. MOA, ETA-75, amostra M-22, lâmina 22-1, CM 933-505

Estampa 3

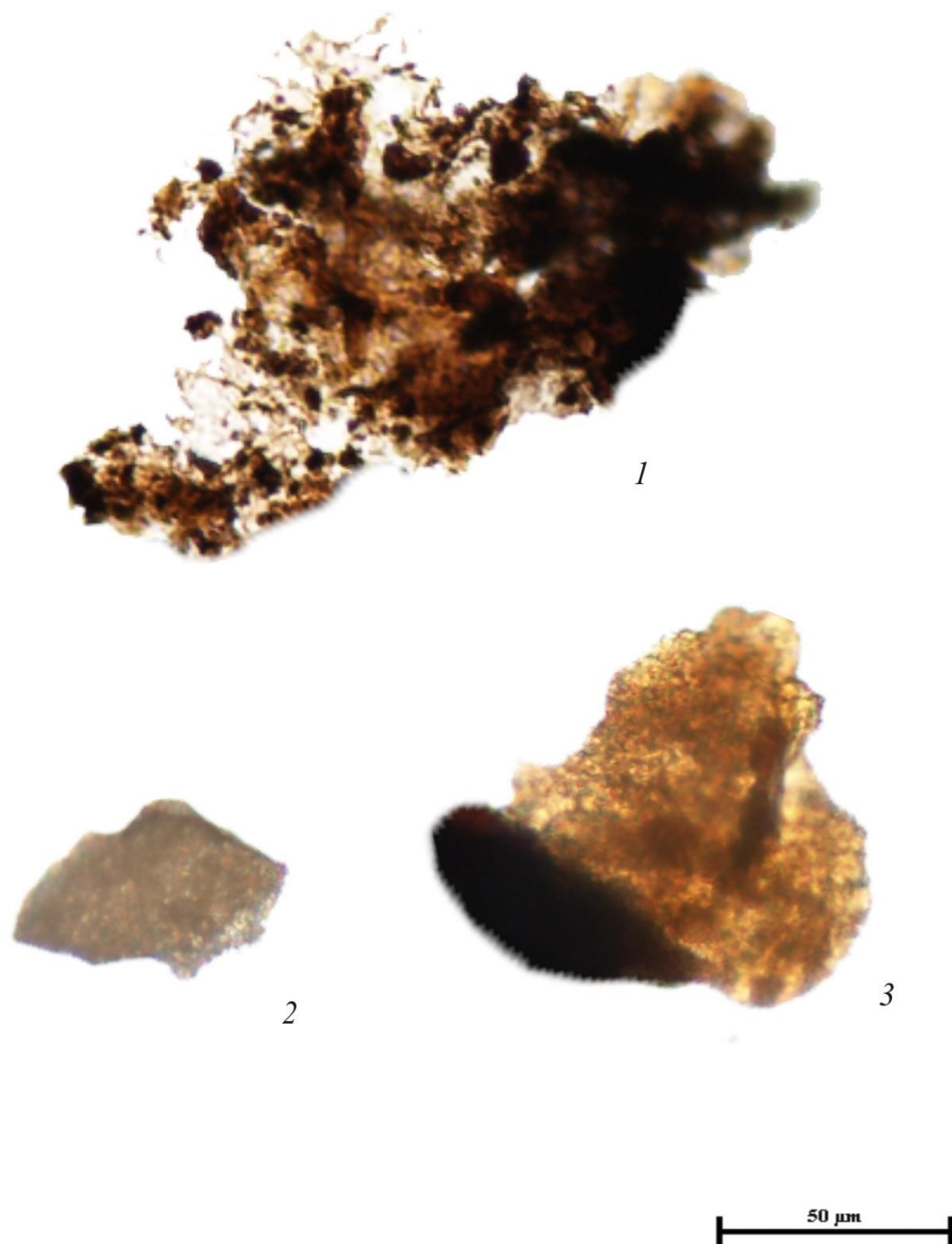


50 μ m

Estampa 4

1. MOA, ETA-75, amostra M-25, lâmina 25-1, CM 1033-475
2. Betume, ETA-75, amostra M-22, lâmina 22-1, CM 954-501
3. Betume, ETA-75, amostra M-22, lâmina 22-1, CM 996-455

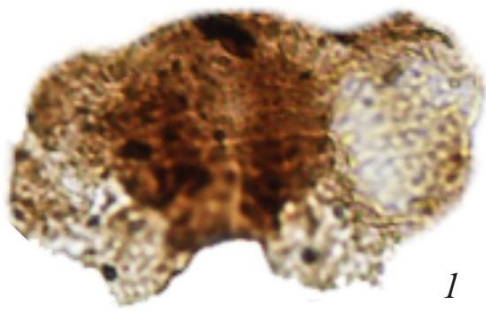
Estampa 4



Estampa 5

1. Pólen, ETA-75, amostra M-27, lâmina 27-1, CM 1133-605
2. Pólen, ETA-75, amostra M-24, lâmina 24-1, CM 988-551
3. Pólen, ETA-75, amostra M-30, lâmina 30-1, CM 977-476
4. Esporo, ETA-75, amostra M-30, lâmina 30-1, CM 1004-554
5. Esporo, ETA-75, amostra M-27, lâmina 27-1, CM 1065-440
6. Esporo, ETA-75, amostra M-34, lâmina 34-1, CM 945-628

Estampa 5



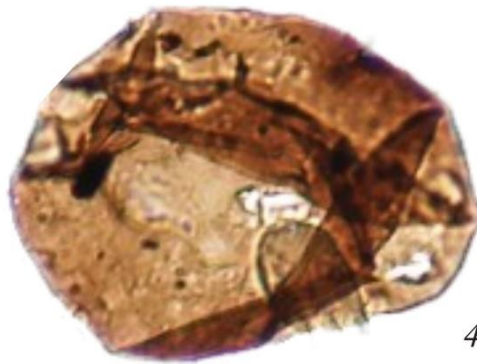
1



2



3



4



5



6

50 μm

Anexo II: Estampas ilustrativas de palinomorfos

Nas estampas que se seguem encontram-se os palinomorfos selecionados de cada género e espécie identificados do Lopingiano. Estão organizados segundo a taxonomia dos diferentes grupos descritos na sistemática.

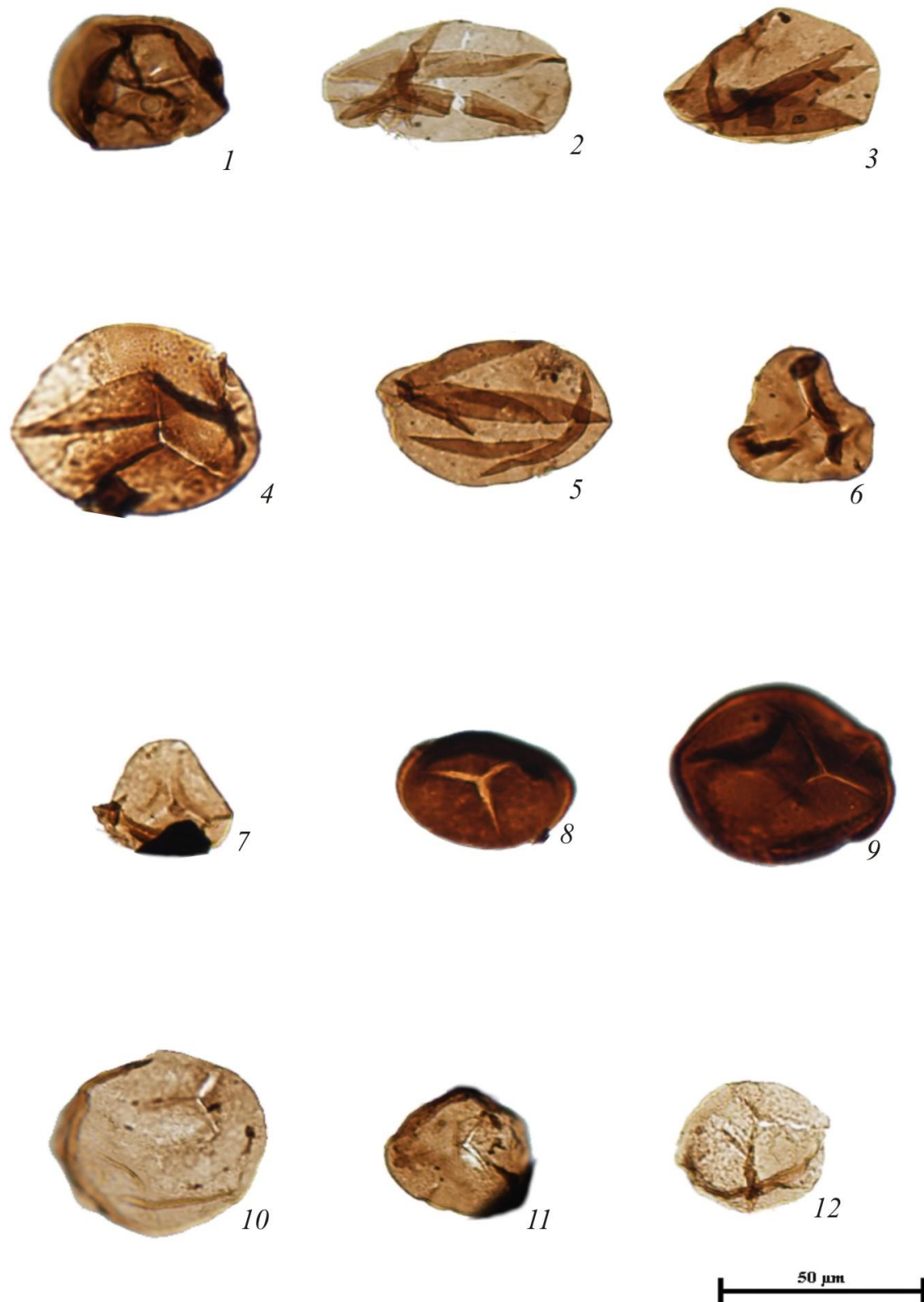
Nas estampas de 1 a 4 estão ilustrados espécimes de esporos; na estampa 5 estão ilustrados 11 espécimes de esporos e 1 de pólenes (espécimen 12); nas estampas de 6 a 13 encontram-se espécimes de pólenes; na estampa 14 estão ilustrados 7 espécimes de pólenes e 2 de algas (espécimes 8 e 9); na estampa 15 estão ilustrados espécimes de algas verdes.

Na legenda, cada espécimen está referenciado com o respetivo nome científico, nome da sondagem, número da amostra, número da lâmina e coordenadas de microscópio.

Estampa 1

1. *Calamospora obscura*, ETA-75, amostra M-22, lâmina 22-0-1, CM 961-502
2. *Calamospora rugosa*, ETA-75, amostra M-32, lâmina 32-0-1, CM 1101-397
3. *Calamospora rugosa*, ETA-75, amostra M-34, lâmina 34-1-1, CM 1087-682
4. *Calamospora* sp., ETA-75, amostra M-30, lâmina 30-1-1, CM 1038-503
5. *Calamospora* sp., ETA-75, amostra M-34, lâmina 34-1-1, CM 1080-652
6. *Leiotriletes* sp., ETA-75, amostra M-34, lâmina 34-1-1, CM 1017-661
7. *Leiotriletes* sp., ETA-75, amostra M-34, lâmina 34-1-1, CM 948-565
8. *Punctatisporites* sp., ETA-75, amostra M-30, lâmina 30-1-1, CM 1031-525
9. *Punctatisporites* sp., ETA-75, amostra M-30, lâmina 30-1-1, CM 1055-618
10. *Punctatisporites* sp., ETA-75, amostra M-22, lâmina 22-0-1, CM 1019-591
11. *Retusotriletes* sp., ETA-75, amostra M-22, lâmina 22-0-2, CM 1073-460
12. *Cyclogranisporites* sp., ETA-75, amostra M-22, lâmina 22-0-2, CM 1028-620

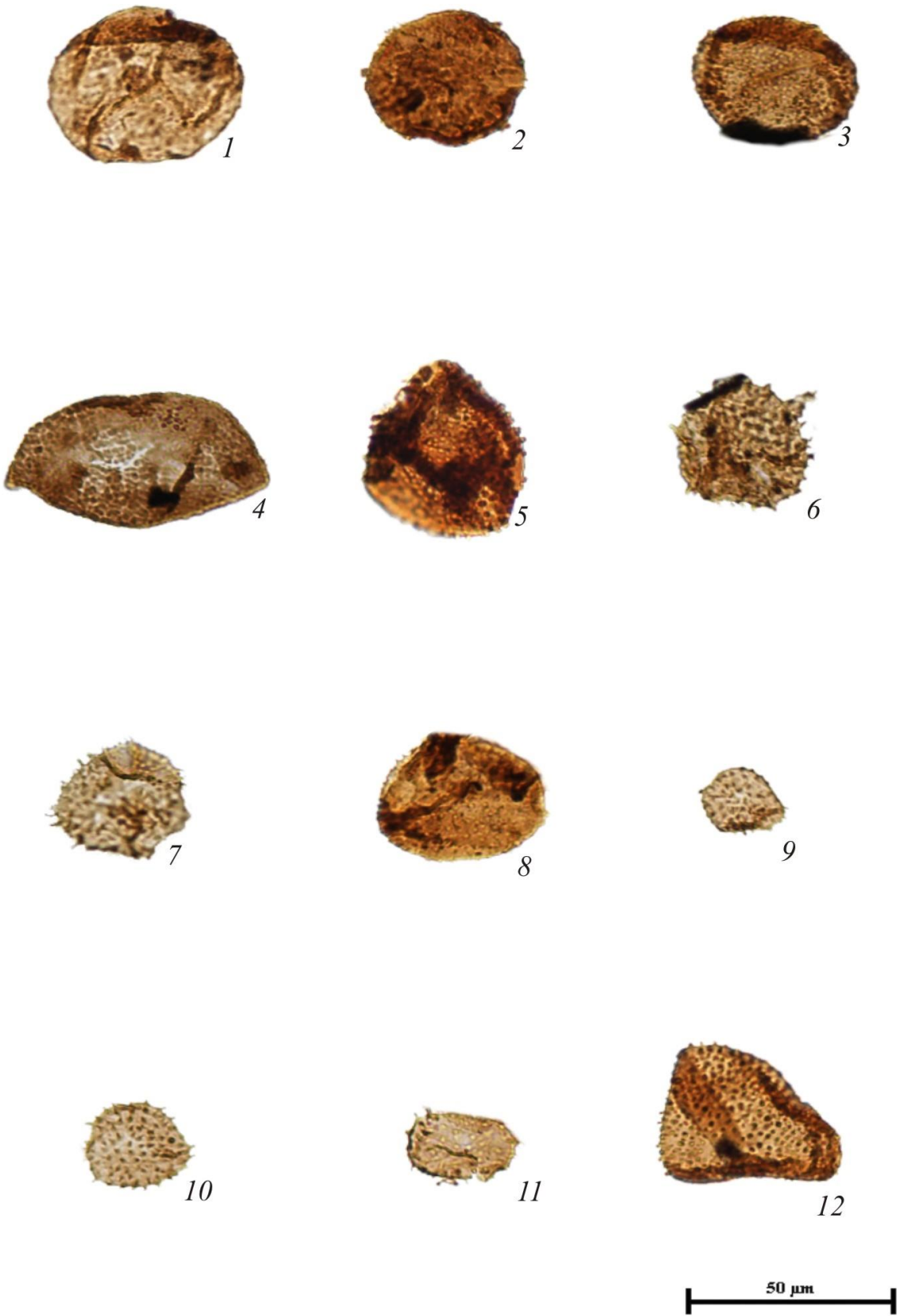
Estampa 1



Estampa 2

1. *Cyclogranisporites* sp., ETA-75, amostra M-23, lâmina 23-0-2, CM 1034-442
2. *Cyclogranisporites* sp., ETA-75, amostra M-23, lâmina 23-0-2, CM 974-488
3. *Cyclogranisporites* sp., ETA-75, amostra M-23, lâmina 23-0-2, CM 1017-463
4. *Verrucosisporites morulatus*, ETA-75, amostra M-22, lâmina 22-0-1, CM 1098-430
5. *Verrucosisporites* sp., ETA-75, amostra M-23, lâmina 23-0-2, CM 1017-463
6. *Acanthotriletes tereteangulatus*, ETA-75, amostra M-23, lâmina 23-0-1, CM 1021-573
7. *Acanthotriletes* sp., ETA-75, amostra M-25, lâmina 25-0-1, CM 1062-448
8. *Apiculatisporis* sp., ETA-75, amostra M-25, lâmina 25-0-1, CM 1118-626
9. *Brevitriletes cornutus*, ETA-75, amostra M-22, lâmina 22-0-2, CM 1029-616
10. *Brevitriletes cornutus*, ETA-75, amostra M-28, lâmina 28-1-1, CM 1014-546
11. *Brevitriletes* sp., ETA-75, amostra M-24, lâmina 24-1-1, CM 1078-607
12. *Procoronospora spinosa*, ETA-75, amostra M-23, lâmina 23-0-2, CM 988-458

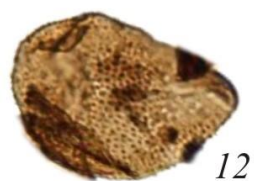
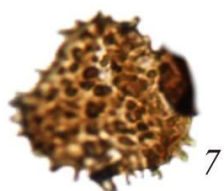
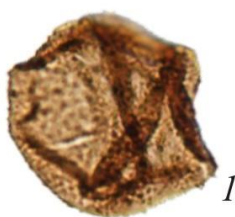
Estampa 2



Estampa 3

1. *Baculatisporites bharadwaji*, ETA-75, amostra M-34, lâmina 34-1-1, CM 1119-565
2. *Baculatisporites* sp., ETA-75, amostra M-34, lâmina 34-1-1, CM 938-525
3. *Baculatisporites* sp., ETA-75, amostra M-30, lâmina 30-1-1, CM 1008-457
4. *Horriditriletes brevis*, ETA-75, amostra M-21, lâmina 21-1-1, CM 1034-341
5. *Horriditriletes curvibaculosus*, ETA-75, amostra M-23, lâmina 23-0-2, CM 1112-496
6. *Horriditriletes ramosus*, ETA-75, amostra M-25, lâmina 25-0-1, CM 1127-582
7. *Horriditriletes ramosus*, ETA-75, amostra M-25, lâmina 25-0-2, CM 1044-433
8. *Horriditriletes tereteangulatus*, ETA-75, amostra M-24, lâmina 24-1-1, CM 1007-382
9. *Horriditriletes tereteangulatus*, ETA-75, amostra M-28, lâmina 28-1-1, CM 1096-521
10. *Horriditriletes tereteangulatus*, ETA-75, amostra M-27, lâmina 27-1-1, CM 948-450
11. *Microbaculatispora* cf *trisina*, ETA-75, amostra M-30, lâmina 30-1-2, CM 1082-532
12. *Microbaculatispora* cf *trisina*, ETA-75, amostra M-23, lâmina 23-0-1, CM 1009-562

Estampa 3

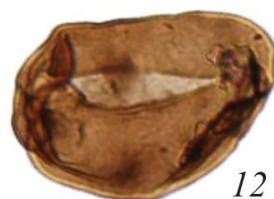
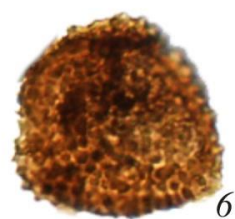
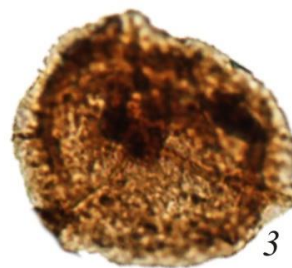


50 μm

Estampa 4

1. *Microbaculispora* sp., ETA-75, amostra M-34, lâmina 34-1-1, CM 1125-529
2. *Microbaculispora* sp., ETA-75, amostra M-34, lâmina 34-1-1, CM 1010-543
3. *Indotriradites niger*, ETA-75, amostra M-23, lâmina 23-0-1, CM 1077-510
4. *Gondisporites raniganjensis*, ETA-75, amostra M-28, lâmina 28-1-1, CM 981-472
5. *Gondisporites raniganjensis*, ETA-75, amostra M-28, lâmina 28-1-1, CM 1042-366
6. *Krauselisporites* sp., ETA-75, amostra M-25, lâmina 25-0-1, CM 1105-616
7. *Laevigatosporites callosus*, ETA-75, amostra M-22, lâmina 22-0-2, CM 1032-595
8. *Laevigatosporites callosus*, ETA-75, amostra M-28, lâmina 30-1-2, CM 999-349
9. *Laevigatosporites colliensis*, ETA-75, amostra M-34, lâmina 34-1-1, CM 1100-660
10. *Laevigatosporites colliensis*, ETA-75, amostra M-34, lâmina 34-1-1, CM 1139-523
11. *Laevigatosporites flexus*, ETA-75, amostra M-28, lâmina 28-1-1, CM 1027-338
12. *Laevigatosporites flexus*, ETA-75, amostra M-28, lâmina 28-1-1, CM 967-436

Estampa 4

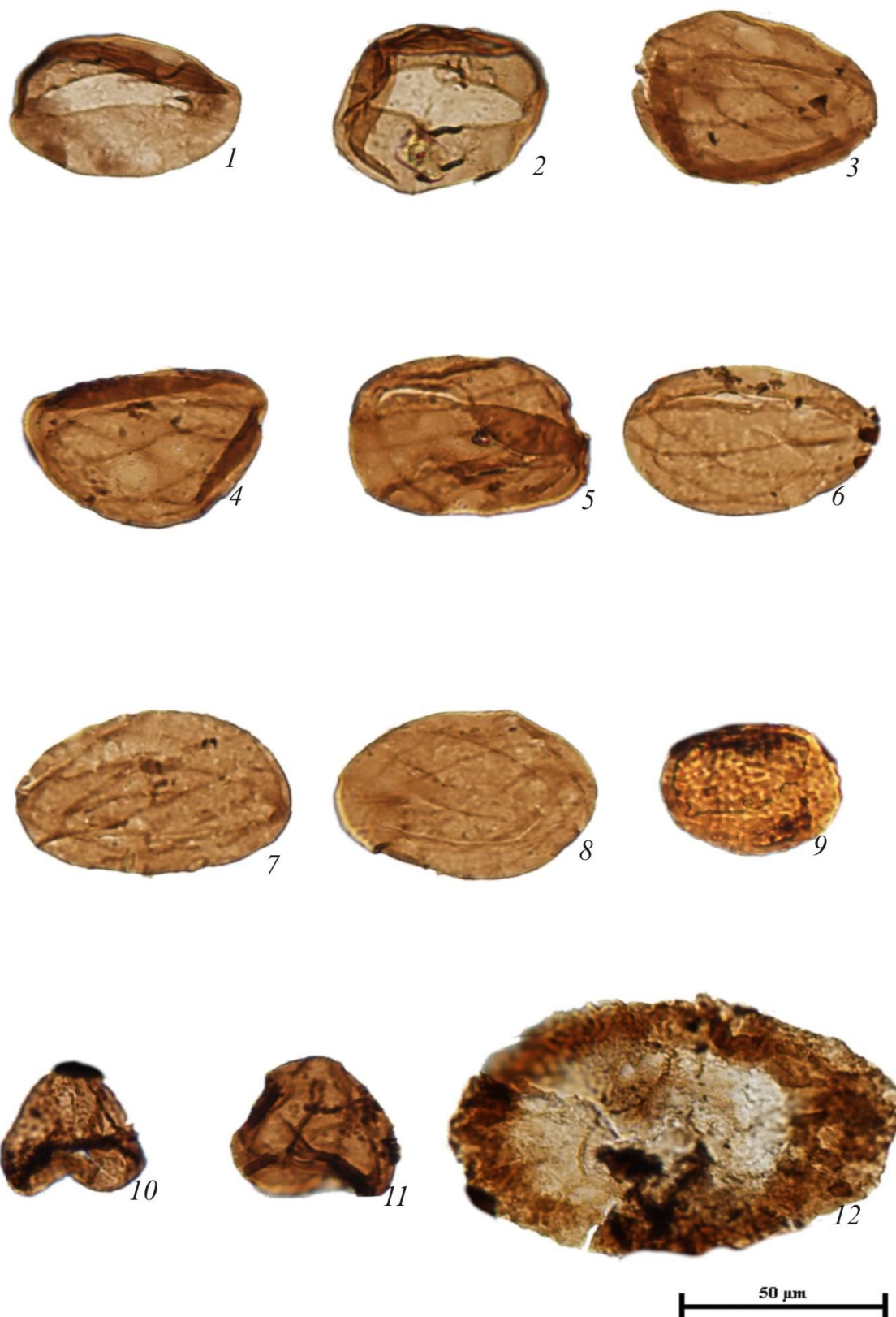


50 μ m

Estampa 5

1. *Laevigatosporites vulgaris*, ETA-75, amostra M-28, lâmina 28-1-1, CM 1025-501
2. *Laevigatosporites vulgaris*, ETA-75, amostra M-28, lâmina 28-1-1, CM 977-551
3. *Columinisporites* sp., ETA-75, amostra M-34, lâmina 34-1-1, CM 1119-653
4. *Columinisporites* sp., ETA-75, amostra M-34, lâmina 34-1-1, CM 1088-641
5. *Columinisporites* sp., ETA-75, amostra M-34, lâmina 34-1-1, CM 1067-617
6. *Columinisporites* sp., ETA-75, amostra M-34, lâmina 34-1-1, CM 1033-601
7. *Columinisporites* sp., ETA-75, amostra M-34, lâmina 34-1-1, CM 1138-578
8. *Columinisporites* sp., ETA-75, amostra M-34, lâmina 34-1-1, CM 955-577
9. *Polypodiisporites* sp., ETA-75, amostra M-23, lâmina 23-0-1, CM 1088-510
10. *Fabasporites* sp., ETA-75, amostra M-22, lâmina 22-0-1, CM 1038-455
11. *Fabasporites* sp., ETA-75, amostra M-34, lâmina 34-1-1, CM 947-608
12. *Cannanoropollis janakii*, ETA-75, amostra M-25, lâmina 25-0-1, CM 1123-604

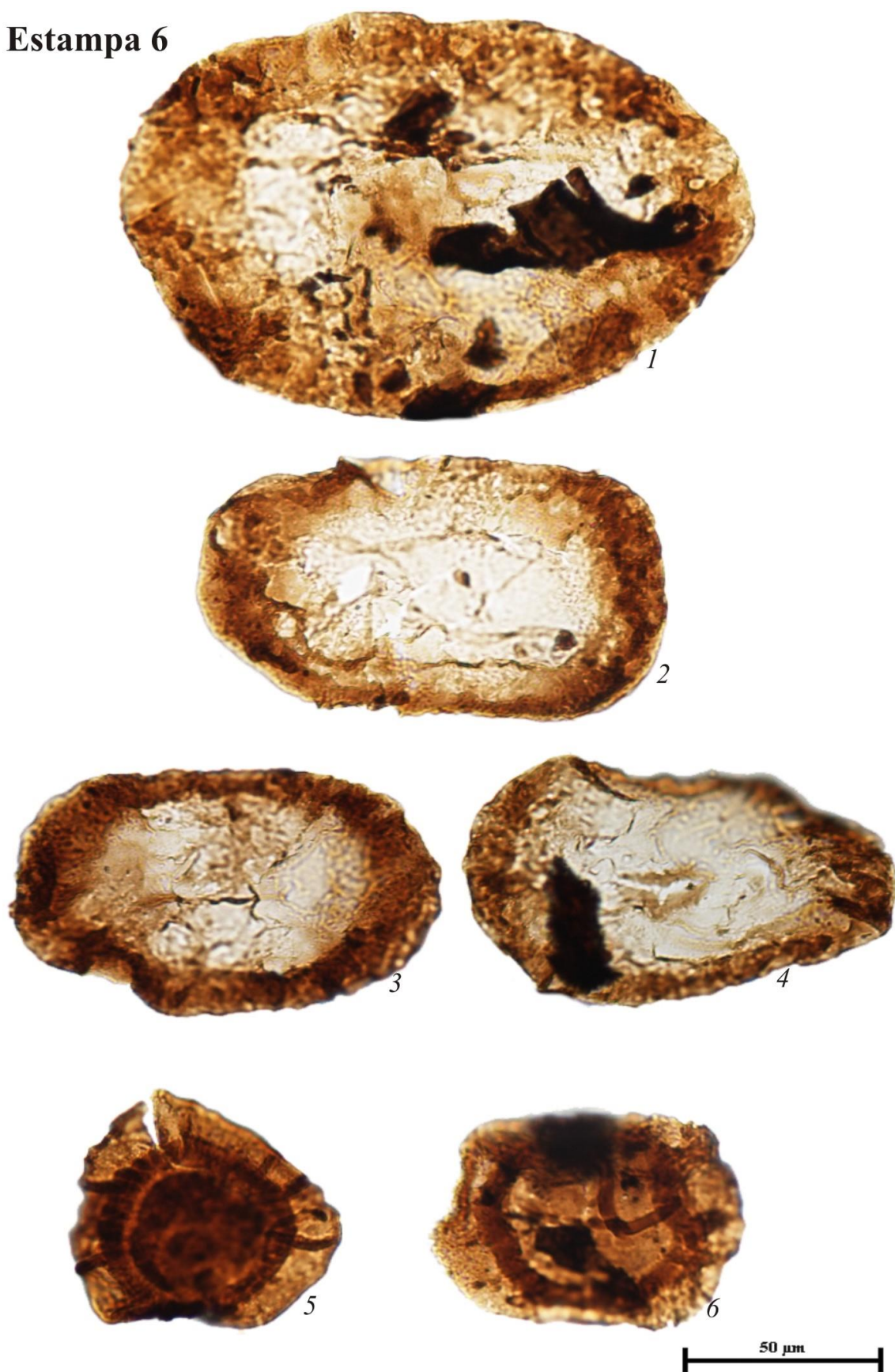
Estampa 5



Estampa 6

1. *Cannanoropollis janakii*, ETA-75, amostra M-25, lâmina 25-0-1, CM 1060-382
2. *Cannanoropollis janakii*, ETA-75, amostra M-33, lâmina 33-1-1, CM 1132-518
3. *Cannanoropollis janakii*, ETA-75, amostra M-33, lâmina 33-1-1, CM 965-544
4. *Cannanoropollis janakii*, ETA-75, amostra M-33, lâmina 33-1-1, CM 1038-462
5. *Plicatipollenites gondwanensis*, ETA-75, amostra M-30, lâmina 30-1-2, CM 1063-555
6. *Plicatipollenites gondwanensis*, ETA-75, amostra M-33, lâmina 33-1-1, CM 1057-618

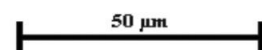
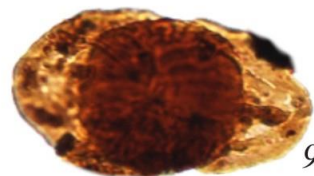
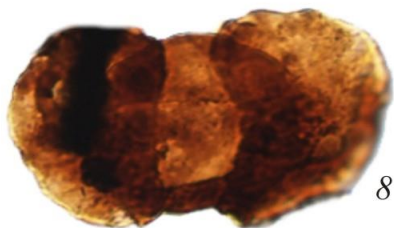
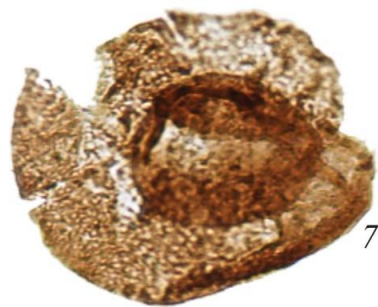
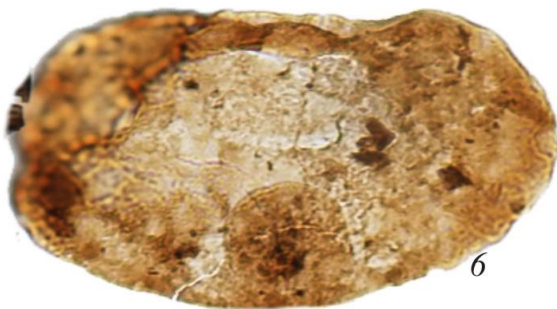
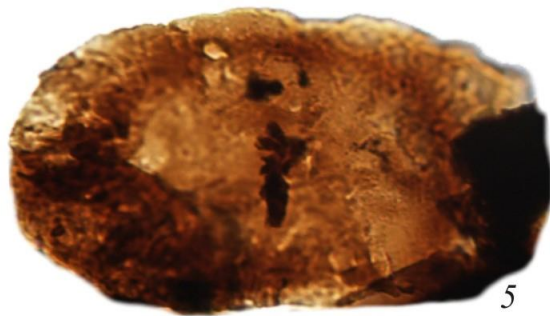
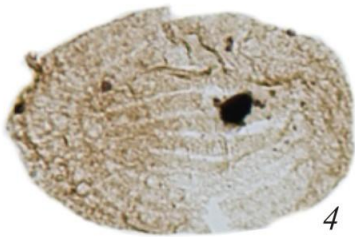
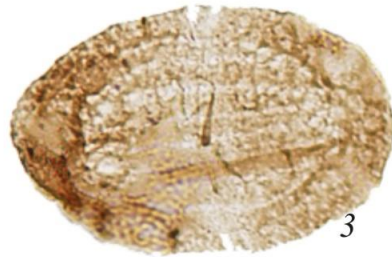
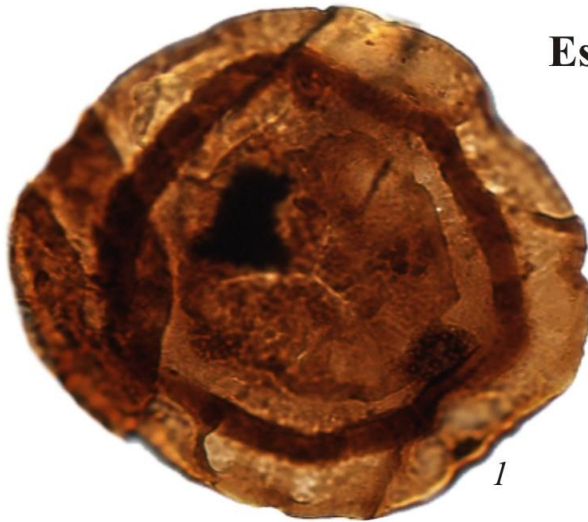
Estampa 6



Estampa 7

1. *Plicatipollenites gondwanensis*, ETA-75, amostra M-33, lâmina 33-1-2, CM 1099-486
2. *Striomonosaccites ovatus*, ETA-75, amostra M-23, lâmina 23-0-1, CM 1050-597
3. *Striomonosaccites ovatus*, ETA-75, amostra M-27, lâmina 27-1-1, CM 1042-478
4. *Striomonosaccites ovatus*, ETA-75, amostra M-27, lâmina 27-1-1, CM 992-411
5. *Caheniasaccites ovatus*, ETA-75, amostra M-25, lâmina 25-0-1, CM 1142-619
6. *Caheniasaccites* sp., ETA-75, amostra M-25, lâmina 25-0-1, CM 989-670
7. *Florinites eremus*, ETA-75, amostra M-27, lâmina 27-1-1, CM 932-411
8. *Limitisporites monstruosus*, ETA-75, amostra M-25, lâmina 25-0-1, CM 1042-736
9. *Limitisporites rectus*, ETA-75, amostra M-23, lâmina 23-0-2, CM 1019-450

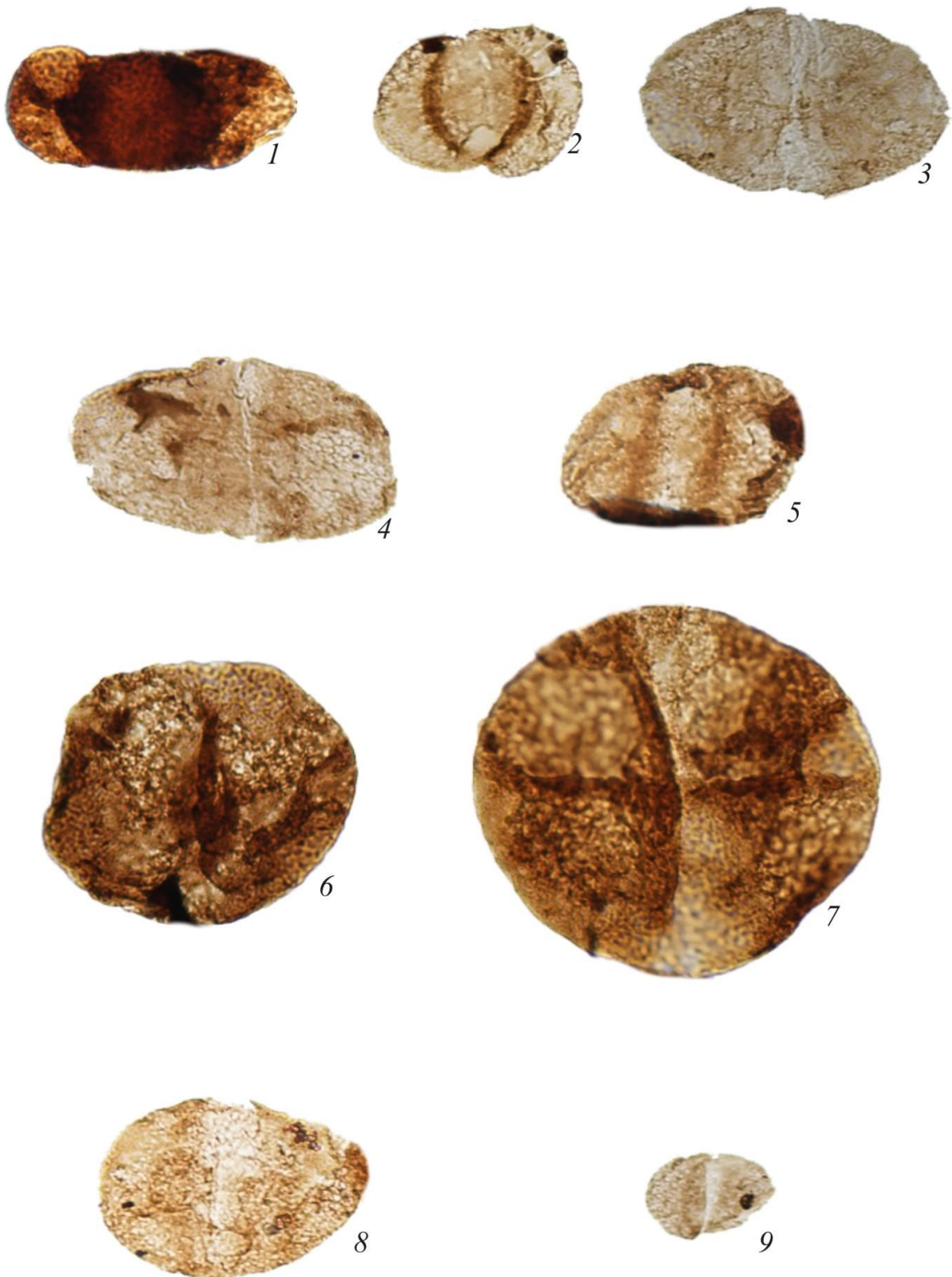
Estampa 7



Estampa 8

1. *Limitisporites* sp., ETA-75, amostra M-23, lâmina 23-0-2, CM 1022-446
2. *Alisporites landianus*, ETA-75, amostra M-22, lâmina 22-0-1, CM 1016-517
3. *Alisporites maximus*, ETA-75, amostra M-24, lâmina 24-1-1, CM 1068-394
4. *Alisporites maximus*, ETA-75, amostra M-28, lâmina 28-1-1, CM 1027-358
5. *Alisporites plicatus*, ETA-75, amostra M-34, lâmina 34-1-1, CM 1009-666
6. *Alisporites potoniei*, ETA-75, amostra M-22, lâmina 22-0-2, CM 1038-580
7. *Alisporites potoniei*, ETA-75, amostra M-24, lâmina 24-1-1, CM 952-405
8. *Alisporites ovatus*, ETA-75, amostra M-27, lâmina 27-1-1, CM 939-444
9. *Alisporites ovatus*, ETA-75, amostra M-35, lâmina 35-0-1, CM 1120-424

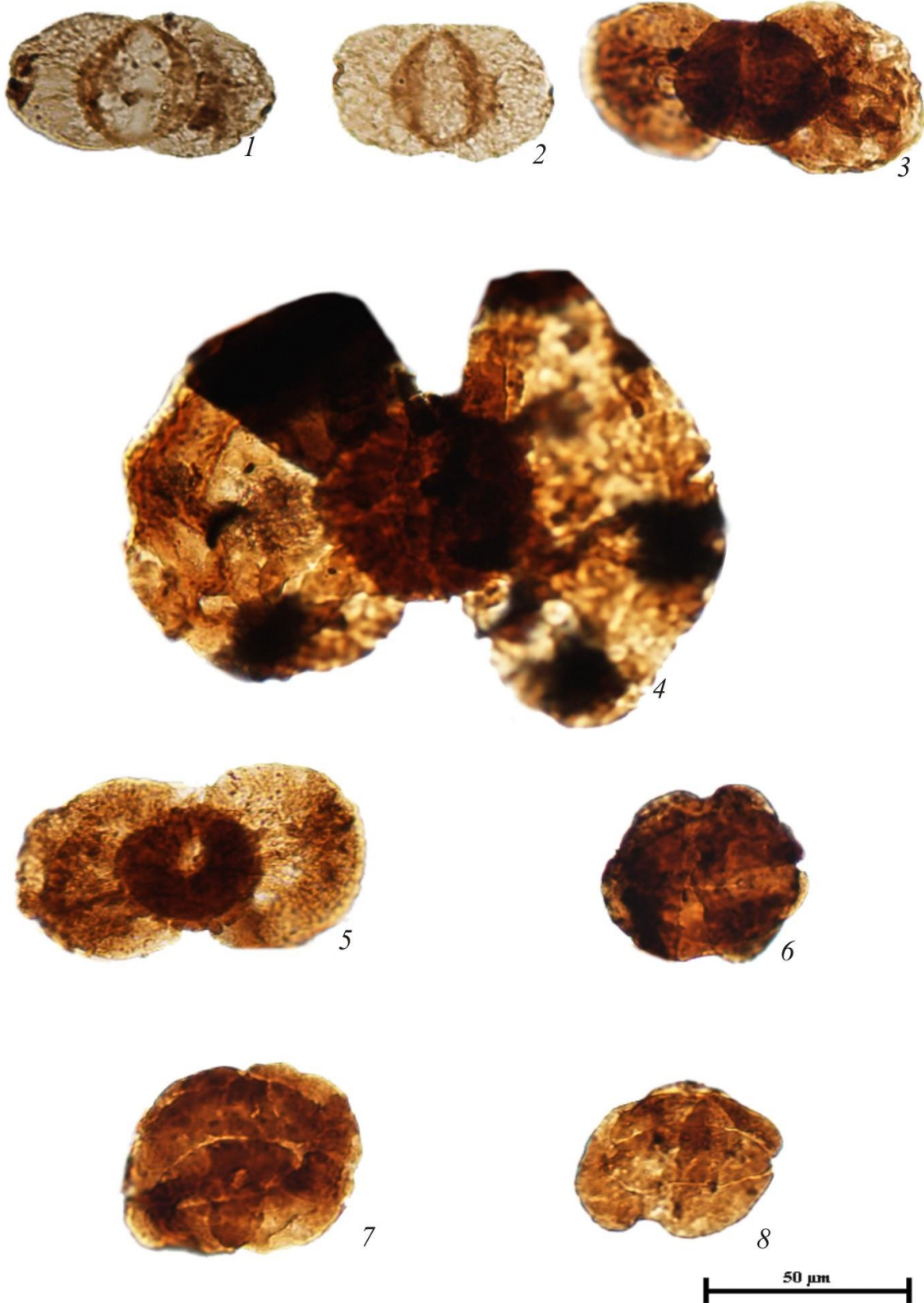
Estampa 8



Estampa 9

1. *Falcisporites nuthalensis*, ETA-75, amostra M-30, lâmina 30-1-1, CM 1069-505
2. *Falcisporites nuthalensis*, ETA-75, amostra M-29, lâmina 29-0-2, CM 1002-656
3. *Platysaccus papilionis*, ETA-75, amostra M-27, lâmina 27-1-1, CM 1042-449
4. *Platysaccus papilionis*, ETA-75, amostra M-25, lâmina 25-0-1, CM 1027-577
5. *Platysaccus papilionis*, ETA-75, amostra M-24, lâmina 24-1-1, CM 1035-461
6. *Guttulapollenites hannonicus*, ETA-75, amostra M-25, lâmina 25-0-1, CM 1129-677
7. *Corisaccites alutas*, ETA-75, amostra M-25, lâmina 25-0-1, CM 1030-732
8. *Guttulapollenites hannonicus*, ETA-75, amostra M-26, lâmina 26-1-1, CM 1009-418

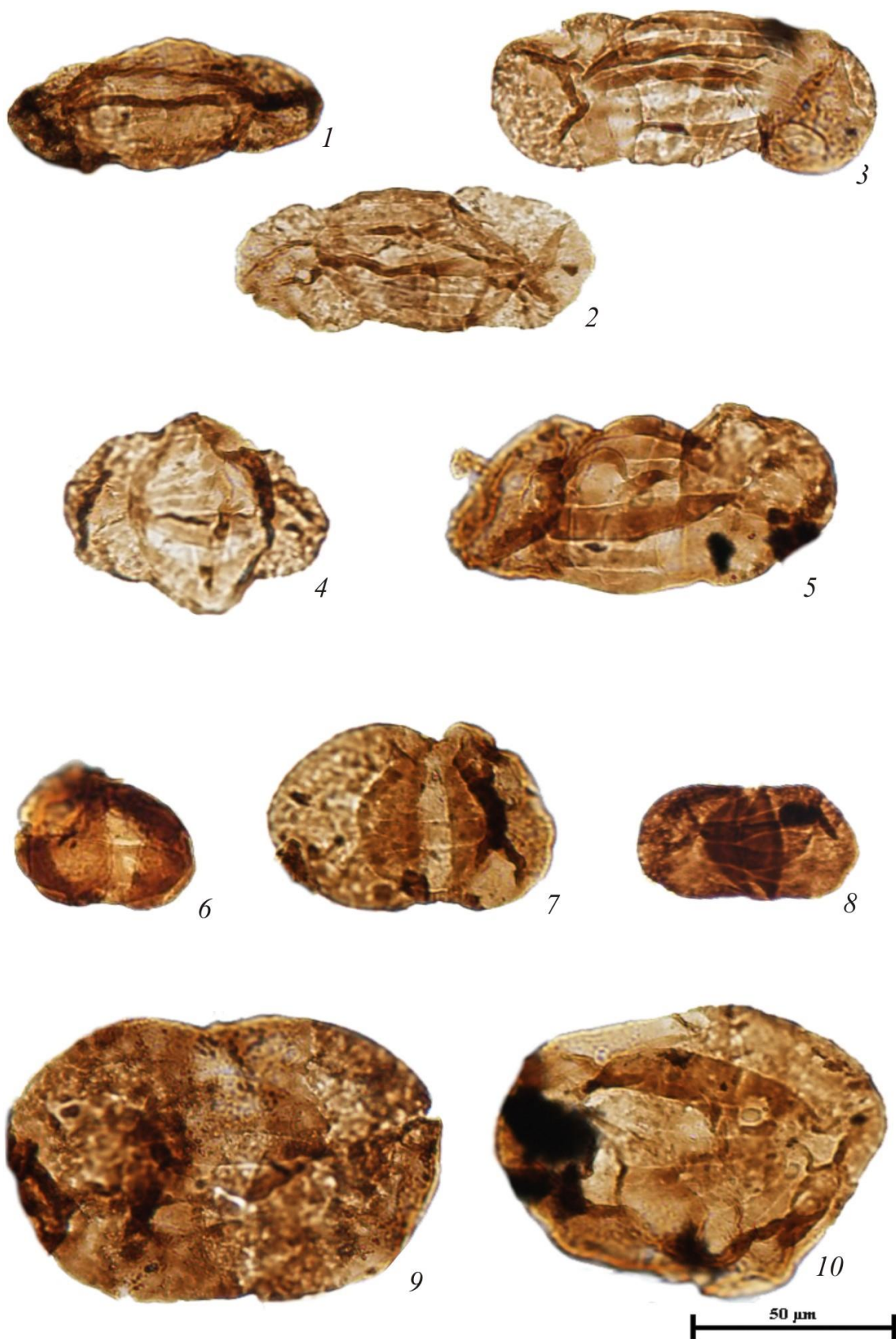
Estampa 9



Estampa 10

1. *Hamiapollenites fusiformes*, Sondagem ETA-75, amostra M-34, lâmina 34-1-1, CM 1017-599
2. *Hamiapollenites insolitus*, Sondagem ETA-75, amostra M-34, lâmina 34-1-1, CM 1148-547
3. *Hamiapollenites insolitus*, Sondagem ETA-75, amostra M-33, lâmina 33-1-2, CM 1033-491
4. *Hamiapollenites karroensis*, Sondagem ETA-75, amostra M-34, lâmina 34-1-1, CM 1050-686
5. *Hamiapollenites* sp., Sondagem ETA-75, amostra M-34, lâmina 34-1-1, CM 1046-582
6. *Lueckisporites virkkiae*, Sondagem ETA-75, amostra M-26, lâmina 26-0-1, CM 1078-349
7. *Lunatisporites variesectus*, Sondagem ETA-75, amostra M-25, lâmina 25-0-1, CM 1095-711
8. *Lunatisporites* sp., Sondagem ETA-75, amostra M-22, lâmina 22-0-1, CM 1111-594
9. *Protohaploxypinus amplus*, Sondagem ETA-75, amostra M-27, lâmina 27-1-1, CM 1035-453
10. *Protohaploxypinus* cf *goraiensis*, Sondagem ETA-75, amostra M-25, lâmina 25-0-1, CM 989-579

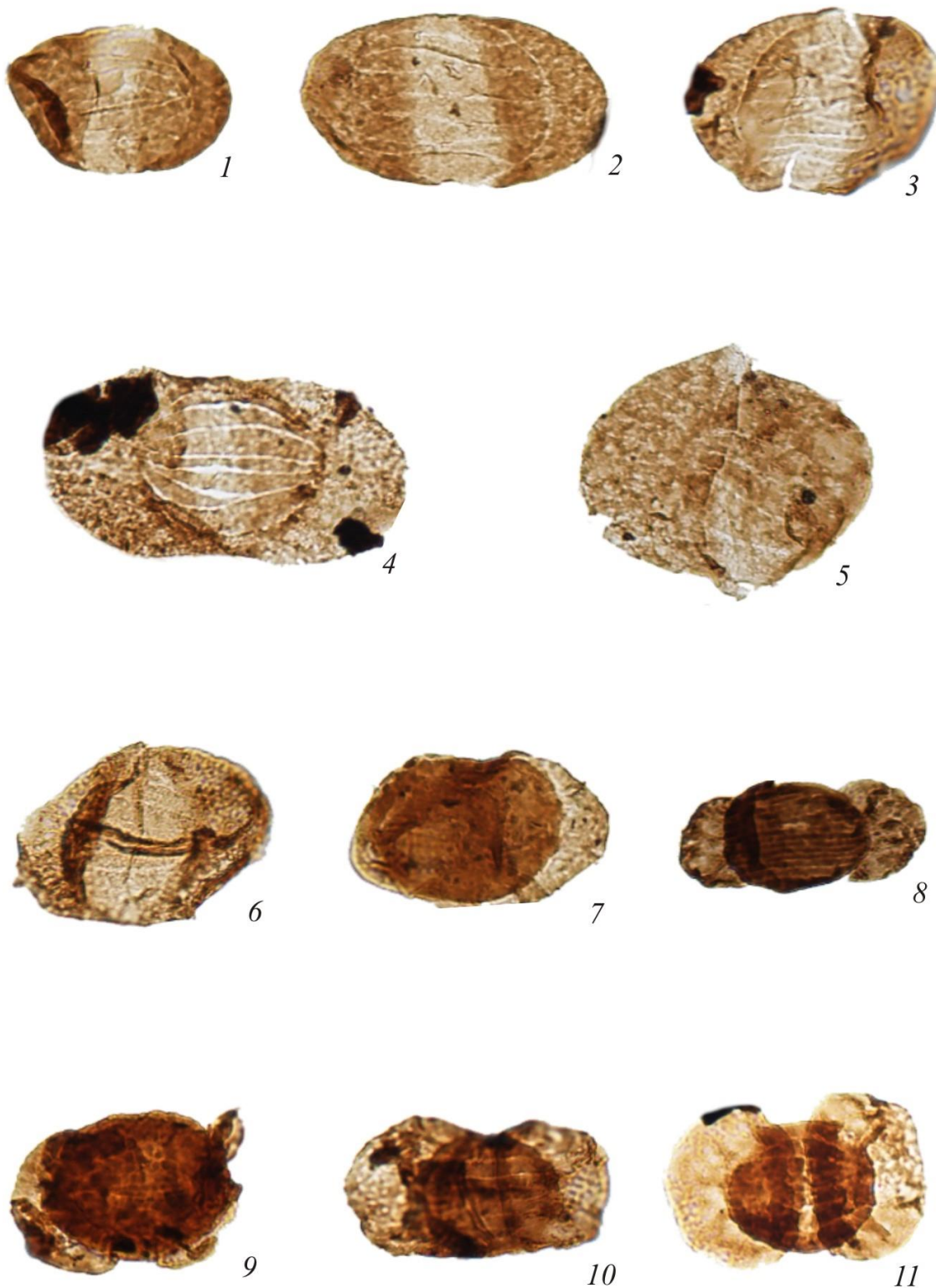
Estampa 10



Estampa 11

1. *Protohaploxyypinus hartii*, Sondagem ETA-75, amostra M-22, lâmina 22-0-2, CM 1060-596
2. *Protohaploxyypinus limpidus*, Sondagem ETA-75, amostra M-29, lâmina 29-0-2, CM 1055-583
3. *Protohaploxyypinus limpidus*, Sondagem ETA-75, amostra M-33, lâmina 33-1-1, CM 961-631
4. *Protohaploxyypinus limpidus*, Sondagem ETA-75, amostra M-27, lâmina 27-1-1, CM 1007-382
5. *Protohaploxyypinus rugatus*, Sondagem ETA-75, amostra M-27, lâmina 27-1-1, CM 1017-428
6. *Protohaploxyypinus rugatus*, Sondagem ETA-75, amostra M-24, lâmina 24-1-1, CM 987-589
7. *Striatobieites multistriatus*, Sondagem ETA-75, amostra M-26, lâmina 26-1-1, CM 971-536
8. *Striatobieites multistriatus*, Sondagem ETA-75, amostra M-29, lâmina 29-0-1, CM 1079-516
9. *Striatobieites multistriatus*, Sondagem ETA-75, amostra M-23, lâmina 23-0-2, CM 1098-499
10. *Striatopodocarpites cancellatus*, Sondagem ETA-75, amostra M-33, lâmina 33-1-2, CM 1068-502
11. *Striatopodocarpites cancellatus*, Sondagem ETA-75, amostra M-27, lâmina 27-1-1, CM 1056-413

Estampa 11



Estampa 12

1. *Striatopodocarpites cancellatus*, ETA-75, amostra M-25, lâmina 25-0-1, CM 1102-622
2. *Striatopodocarpites fusus*, ETA-75, amostra M-25, lâmina 25-0-1, CM 1087-738
3. *Striatopodocarpites fusus*, ETA-75, amostra M-33, lâmina 33-1-1, CM 992-577
4. *Striatopodocarpites gondwanensis*, ETA-75, amostra M-25, lâmina 25-0-1, CM 1035-678
5. *Vittatina costabilis*, ETA-75, amostra M-22, lâmina 22-0-2, CM 978-543
6. *Vittatina costabilis*., ETA-75, amostra M-23, lâmina 23-0-1, CM 1100-612
7. *Vittatina densa*, ETA-75, amostra M-25, lâmina 25-0-1, CM 1086-698
8. *Vittatina fasciolata*., ETA-75, amostra M-23, lâmina 23-1-1, CM 1018-507
9. *Vittatina foveolata*, ETA-75, amostra M-22, lâmina 22-0-1, CM 1086-525
10. *Vittatina foveolata*, ETA-75, amostra M-30, lâmina 30-1-1, CM 1091-370
11. *Vittatina scutata*, ETA-75, amostra M-33, lâmina 33-1-1, CM 1044-457

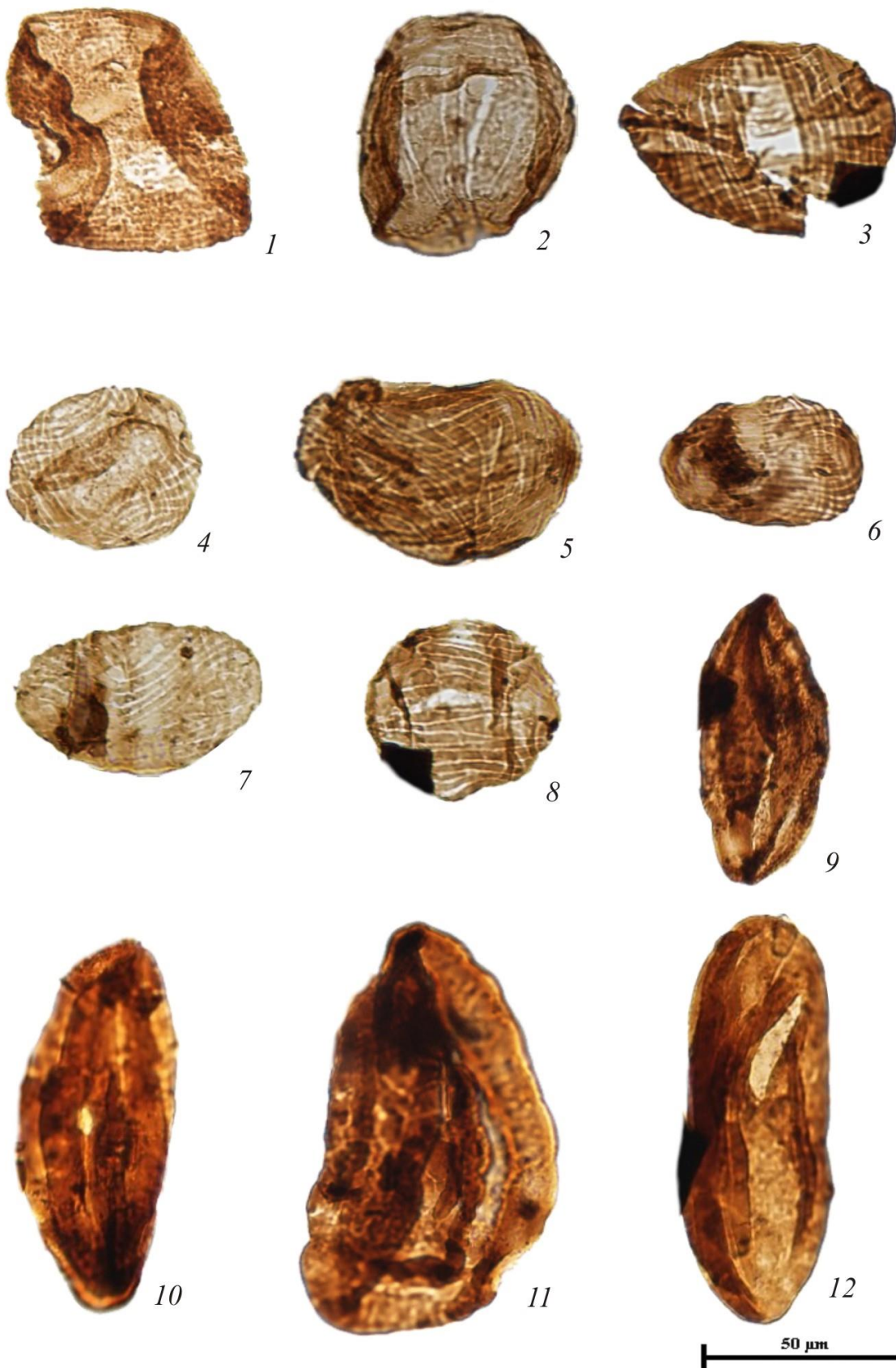
Estampa 12



Estampa 13

1. *Vittatina scutata*, ETA-75, amostra M-28, lâmina 28-1-1, CM 1036-421
2. *Vittatina* sp., ETA-75, amostra M-30, lâmina 30-1-1, CM 1129-471
3. *Weylandites lucifer*, ETA-75, amostra M-30, lâmina 30-1-1, CM 1134-432
4. *Weylandites lucifer*, ETA-75, amostra M-30, lâmina 30-1-1, CM 1084-544
5. *Weylandites lucifer*, ETA-75, amostra M-24, lâmina 24-1-1, CM 1103-565
6. *Weylandites lucifer*, ETA-75, amostra M-28, lâmina 28-1-1, CM 1042-340
7. *Weylandites magnus*, ETA-75, amostra M-25, lâmina 25-0-1, CM 1111-604
8. *Weylandites magnus*, ETA-75, amostra M-30, lâmina 30-1-1, CM 1101-479
9. *Gnetaceaepollenites sinuosus*, ETA-75, amostra M-25, lâmina 25-0-1, CM 1014-645
10. *Gnetaceaepollenites sinuosus*, SETA-75, amostra M-30, lâmina 30-1-1, CM 1053-547
11. *Gnetaceaepollenites sinuosus*, ETA-75, amostra M-33, lâmina 33-1-2, CM 11066-384
12. *Gnetaceaepollenites sinuosus*, ETA-75, amostra M-25, lâmina 25-0-1, CM 1082-390

Estampa 13



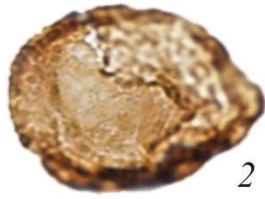
Estampa 14

1. *Marsupipollenites striatus*, ETA-75, amostra M-33, lâmina 33-1-1, CM 1114-516
2. *Marsupipollenites striatus*, ETA-75, amostra M-33, lâmina 33-1-1, CM 1088-507
3. *Marsupipollenites triradiatus*, ETA-75, amostra M-33, lâmina 33-1-1, CM 977-422
4. *Marsupipollenites triradiatus*, ETA-75, amostra M-33, lâmina 33-1-1, CM 967-531
5. *Cycadopites cymbatus*, ETA-75, amostra M-28, lâmina 28-1-1, CM 1020-346
6. *Cycadopites cymbatus*, ETA-75, amostra M-33, lâmina 33-1-2, CM 1101-489
7. *Cycadopites cymbatus*, ETA-75, amostra M-33, lâmina 33-1-2, CM 1059-387
8. *Leiosphaeridia* sp., ETA-75, amostra M-28, lâmina 28-1-1, CM 985-619
9. *Leiosphaeridia* sp., ETA-75, amostra M-33, lâmina 33-1-1, CM 1063-471

Estampa 14



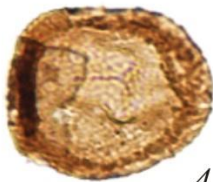
1



2



3



4



5



6



7



8



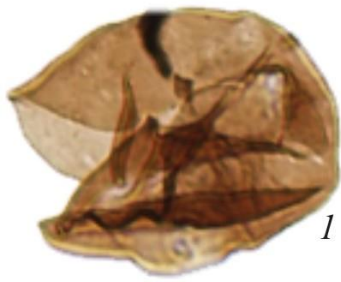
9

50 μ m

Estampa 15

1. *Leiosphaeridia* sp., ETA-75, amostra M-34, lâmina 34-1-1, CM 934-571
2. *Leiosphaeridia* sp., ETA-75, amostra M-30, lâmina 30-1-1, CM 962-568
3. *Peltacystia venosa*, ETA-75, amostra M-28, lâmina 28-1-1, CM 988-431
4. *Peltacystia venosa*, ETA-75, amostra M-28, lâmina 28-1-1, CM 1002-351
5. *Peltacystia venosa*, ETA-75, amostra M-28, lâmina 28-1-1, CM 1068-508
6. *Reduviasporonites chalastus*, ETA-75, amostra M-34, lâmina 34-1-1, CM 1026-684
7. *Reduviasporonites chalastus*, ETA-75, amostra M-34, lâmina 34-1-1, CM 1007-633
8. *Tetraporina horologia*, ETA-75, amostra M-28, lâmina 28-1-1, CM 1042-337
9. Alga?, ETA-75, amostra M-30, lâmina 30-1-2, CM 1048-560
10. Alga?, ETA-75, amostra M-30, lâmina 30-1-1, CM 1100-483
11. Alga?, ETA-75, amostra M-30, lâmina 30-1-1, CM 1092-480

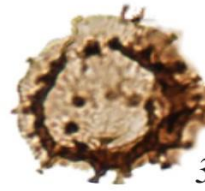
Estampa 15



1



2



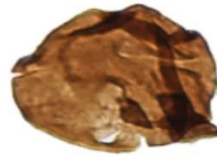
3



4



5



6



7



8



9



10



11

